



UNIVERSITAT<sup>DE</sup>  
BARCELONA

## Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental

Josep Anton Muñoz i de la Fuente



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 4.0. Spain License.**

JOSEP ANTON MUÑOZ I DE LA FUENTE

ESTRUCTURA ALPINA I HERCINIANA A LA VORA SUD  
DE LA ZONA AXIAL DEL PIRINEU ORIENTAL

DEPARTAMENT DE GEOMORFOLOGIA I TECTÒNICA  
FACULTAT DE GEOLOGIA  
UNIVERSITAT DE BARCELONA

043 1157  
2188

LIBRARY X  
UNIVERSITAT DE BARCELONA

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700051840

Memòria presentada pel sotasignat Josep Anton Muñoz i de la Fuente i dirigida pel Dr. Pere Santanach i Prat, per optar al Grau de Doctor en Ciències Geològiques.

Signat: Josep Anton Muñoz i de la Fuente

Vist i Plau del  
Cap del Departament

El Director del Treball

Maria Àngels Marqués Roca

Pere Santanach i Prat

*a la Montserrat*



## AGRAÏMENTS

A l'hora de presentar aquest treball voldria expressar el meu agraïment a totes aquelles persones i institucions que han col.laborat en la seva realització, sense les quals no hauria pogut enllestir-lo.

En primer lloc voldria destacar l'ajut rebut per En Pere Santanach, director d'aquesta tesi, qui des d'un principi ha estat pendent de la marxa dels treballs. Són d'agrair també la pacient lectura crítica del text original i els suggeriments que m'ha donat.

He de fer constar el meu reconeixement a En Jake Hossack a qui dec, en bona part, el meu inici en l'estudi dels encavalcaments.

La tesina d'en Francesc Sàbat ha estat un bon recolzament pel present estudi. Vagi per a ell, amb qui vaig començar a treballar a la Serra Cavallera, el més sincer agraïment.

Al Dr. Fontboté qui, de sempre, ha estat un excel.lent conseller científic.

Dec també la meva gratitud a tots aquells que han contribuït en la realització i correcció d'algun dels capítols i que m'han assistit en la millora del manuscrit:

Drs. P. Santanach, J.M. Fontboté, M. Julivert, O. Riba, J. Gisbert, C. Puigdefàbregas, R. Vaquer, J.M. Casas i J. Martí.

A en Josep Maria Casas, que ha suportat molt d'a prop els meus maldecaps.

A en Jaume Vergés i l'Albert Martínez, bons coneixedors de la geologia del Pirineu, amb els quals he tingut una constant col.laboració.

Es d'agrair la participació de la Betty Garzón que ha realitzat la feixuga tasca de mecanografiar aquesta memòria i la de la Berta Andrés, Joan Ros i Albert Martínez que han ajudat en la deliniació de part de les figures.

A l'Aida, sempre disposada a ajudar.

No puc deixar d'esmentar la decisiva col.laboració de diverses entitats que m'han permès dur a terme la tasca encomanada. El meu agraïment és extensiu a elles:

Al Servei Geològic de Catalunya, institució que m'ha facilitat la realització d'aquest treball i especialment al seu director C. Puigdefàbregas.

Al Departament de Geomorfologia i Tectònica de la Facultat de Geologia, a tots els companys amb els qui he compartit tants anys de treball.

*I finalment a la Montserrat, que ha compartit i ha patit també tantes i tantes hores de treball. En els moments més difícils el seu recolzament ha estat fonamental per tirar endavant.*

---

La cartografia d'aquest treball ha estat possible gràcies al suport econòmic del Servei Geològic de Catalunya. El meu reconeixement al Vice-Rectorat d'Investigació d'aquesta Universitat pels ajuts a la investigació concedits , a la CIRIT que m'ha proporcionat un ajut per una estada al estranger i a la Direcció General d'Ensenyament Universitari que m'ha concedit una beca per a l'acabament de tesis doctorals.

## ÍNDIX DE MATÈRIES

### PART I

INTRODUCCIÓ . . . . .	1
1. INTRODUCCIÓ . . . . .	3
2. GEOMETRIA DE LES ESTRUCTURES D'ENCAVALCAMENTS: RESUM I TERMINOLOGIA . . . . .	7

### PART II

L'ESTRUCTURA ALPINA . . . . .	17
3. INTRODUCCIÓ . . . . .	21
3.1. Progrés de les idees sobre l'estructura del Pirineu . . . . .	21
3.2. Algunes consideracions sobre l'estadi actual del coneixement de l'estructura del Pirineu . . . . .	26

3.3. Estudis anteriors de l'estructura alpina en el sector estudiat . . . . .	29
4. ELS MATERIALS POSTHERCINIANS . . . . .	39
4.1. Estefano-Permià . . . . .	39
4.1.1. Les unitats litoestratigràfiques de l'Estefano-Permià . . . . .	40
4.1.2. L'Estefano-Permià volcànic . . . . .	45
4.2. Mesozoic . . . . .	46
4.3. Garumnià . . . . .	47
4.4. Eocè . . . . .	50
5. ESTRUCTURA ALPINA A LA VORA SUD DE LA ZONA AXIAL . . . . .	55
5.1. Introducció . . . . .	55
5.2. Estructura del sector occidental . . . . .	58
5.2.1. Unitats estructurals . . . . .	58
Unitat de Coma Ermada -Conivella . . . . .	58
Unitat de Montgrony . . . . .	64
Unitat de Castellar de N'Hug. L'es tructura de l'extrem occidental de l'àrea estudiada . . . . .	69
Unitat de Sant Amanç . . . . .	74
Unitat de Bruguera . . . . .	88
Unitat d'El Baell . . . . .	89
Finestra tectònica del Freser . . . . .	91
Unitat de Ribes de Freser . . . . .	92
Unitat de la Collada Verda . . . . .	92
5.2.2. Discussió . . . . .	93
Fractures tardanes . . . . .	94
Seqüència d'encavalcaments . . . . .	98
Restitució de les unitats estruc turals . . . . .	99

5.2.3. Evolució estructural . . . . .	101
5.3. Estructura del sector central. . . . .	102
5.3.1. Unitats estructurals . . . . .	102
Unitat de Surroca . . . . .	102
Unitat de Serra Cavallera. . . . .	111
Unitat de la Collada Verda . . . . .	112
5.3.2. Discussió . . . . .	112
5.4. Estructura del sector oriental . . . . .	113
5.4.1. Unitats estructurals . . . . .	113
Unitat de la Collada Verda . . . . .	113
Unitat de Montfalgarr . . . . .	115
Làmines encavalcants meridionals . . . . .	116
5.4.2. Discussió . . . . .	123
5.5. Mesoestructures relacionades amb el desenvolupament dels encavalcaments: exemple de l'apilament antiformal de la Vall del Freser . . . . .	126
5.5.1. Introducció . . . . .	126
5.5.2. Descripció de les mesoestructu- res . . . . .	128
5.5.3. Discussió . . . . .	137
Interpretació i evolució estruc- tural . . . . .	147
5.6. Conclusions . . . . .	152
Unitats estructurals . . . . .	152
Interpretació estructural. . . . .	155

6. ESTRUCTURA ENTRE LA VORA SUD DE LA ZONA AXIAL I L'AVANTPAIS SUD-PIRINENC . . . . .	157
Estructura de l'avantpaís . . . . .	159
Encavalcament de Vallfogona . . . . .	161
Sinclinal de Ripoll . . . . .	167

### PART III

EL SÒCOL HERCINIÀ . . . . .	171
7. MATERIALS HERCINIANS . . . . .	173
7.1. Cambro-Ordovicià . . . . .	173
Unitat de la Collada Verda . . . . .	173
Unitat de Montfalgar . . . . .	176
Unitat de Bruguera . . . . .	176
Correlacions i discussió . . . . .	177
7.2. Ordovicià Superior . . . . .	178
Unitat de la Collada Verda . . . . .	178
Unitat de Montfalgar . . . . .	181
Unitat de Ribes de Freser . . . . .	181
Unitat d'El Baell . . . . .	182
Correlacions i discussió . . . . .	183
Les roques volcàniques de l'Ordovi- cià superior . . . . .	185
7.3. Silurià . . . . .	190
7.4. Devonianà . . . . .	191
Subunitat de La Cubil . . . . .	192
Unitats superiors . . . . .	193
Correlacions i discussió . . . . .	197
7.5. Carbonífer prehercinià . . . . .	199
8. ESTRUCTURA HERCINIANA . . . . .	201
8.1. Estructura hercíniana al Pirineu Orien- tal . . . . .	202

Episodi prefoliar . . . . .	202
Episodi principal . . . . .	203
Episodi tardà . . . . .	203
Edat de la deformació . . . . .	204
Tectònica tardiherciniana . . . . .	204
8.2 Estructura herciniana a l'àrea estudia <u>da</u> . . . . .	206
8.2.1. Estructura dels terrenys presilu- rians . . . . .	207
8.2.1.1. Unitat de la Collada Verda . . . . .	207
Les deformacions tardanes . . . . .	208
Els kink-bands . . . . .	208
Els plects tardans . . . . .	209
Les deformacions sinfoliars (epi- sodi principal) . . . . .	224
Les estructures de la fase 2. . . . .	224
Les estructures de la fase 1. . . . .	232
Les estructures prefoliars . . . . .	239
Resum i evolució estructural . . . . .	248
8.2.1.2. Unitat de Montfalgarr . . . . .	249
Deformacions tardanes . . . . .	249
Deformacions sinfoliars. . . . .	250
8.2.1.3. Unitat de Ribes de Freser . . . . .	252
8.2.1.4. Unitat d'El Baell . . . . .	253
8.2.1.5. Unitat de Bruguera . . . . .	253
8.2.2. Estructura dels terrenys postsi- lurians . . . . .	261
Les deformacions tardanes . . . . .	262
Les deformacions sinfoliars . . . . .	265
8.2.3. Resum i conclusions . . . . .	268



## PART IV

## CONCLUSIONS 271

9. CONCLUSIONS . . . . .	273
Deformacions precaradocianes . . . . .	273
Estructura herciniana . . . . .	275
Influència de la tectònica alpina en els materials del sòcol hercinià..	277
Estructura alpina . . . . .	282
Discussió . . . . .	289

## PART V

## BIBLIOGRAFIA 295

10. BIBLIOGRAFIA . . . . .	297
----------------------------	-----

PART I  
INTRODUCCIÓ

## 1. INTRODUCCIÓ

Els materials hercinians que afloren en la zona axial constitueixen el sòcol de la serralada pirinenca. La disposició actual d'aquests materials és el resultat de la tectònica alpina, tectònica que ha donat lloc a un seguit d'estructures que, en els terrenys del sòcol, es superposen a d'altres hercinianes i de més antigues.

Malgrat que les estructures alpines i hercinianes tenen característiques diferents, sovint llurs direccions principals coincideixen, fet que de vegades fa difícil d'esbrinar a quina de les dues orogènies es deuen certes estructures. Endemés, algunes de les estructures formades a l'hercinià poden haver influït l'estructuració alpina del Pirineu.

L'objectiu inicial del present treball, consistí en l'estudi dels diferents esdeveniments tectònics, en especial els alpins, soferts per les roques del sòcol hercinià en una àrea del Pirineu oriental. Per això ha calgut una anàlisi detallada de l'estructura alpina dels terrenys de la cobertora, així com de la litologia i estructura herciniana dels materials del sòcol. En aquest context aquests dos aspectes han adquirit un gran desenvolupament.

L'estructura alpina de la zona axial és actualment poc coneguda, tot i que constitueix un tema de capital

importància per a l'enteniment de l'estructura del Pirineu. L'àrea estudiada, al voltant del límit entre els materials hercinians de la zona axial i els de la cobertora en el Pirineu oriental, ofereix unes condicions apropiades per a l'estudi de la tectònica alpina dels terrenys del sòcol hercinià. Els treballs anteriorment realitzats (Fontboté, 1949; Vergely, 1970; Robert, 1980) ja han demostrat la participació en aquesta àrea de les roques del sòcol hercinià en les estructures alpines.

Els límits est i oest del sector cartografiat (fig. 1.1) han estat fixats en funció de les característiques estructurals alpines; el sector triat presenta una estructura alpina homogènia en els materials de la cobertora, sector que coincideix amb una àrea on la participació del sòcol en les estructures alpines és molt manifesta. El límit nord ha estat situat en els materials cambro-ordovicians de la unitat més septentrional reconeguda i el sud en el contacte entre els materials de l'Eocè i els del Garumnià, ja que les estructures alpines són especialment visibles en els nivells de l'Estefano-Permià i del Garumnià.

La zona així limitada correspon aproximadament al sector nord de la comarca del Ripollès, exceptuant-ne la carena i massissos fronterers (estudiats per Santanach, 1974). L'extrem oriental, als voltants, de Rocabruna, pertany a la comarca de la Garrotxa i el llinar oest pràcticament coincideix amb el límit occidental del Ripollès. L'àrea cartografiada és travessada transversalment pels rius Ter i Freser i correspon a un seguit de serres que s'alinien paral·lelament a la carena fronterera, que assoleixen alçades superiors als 2.000 m: Serra de Montgrony - Coma Ermada, Serra Conivella i Serra Cavallera.

Per tal d'integrar totes les estructures observades a la vora sud de la zona axial en un tall complet de tot el vessant sud-pirinenc del segment estudiat, s'ha realitzat un tall geològic compensat a través de les valls del Freser i Ter, parant esment en les àrees d'interès re-

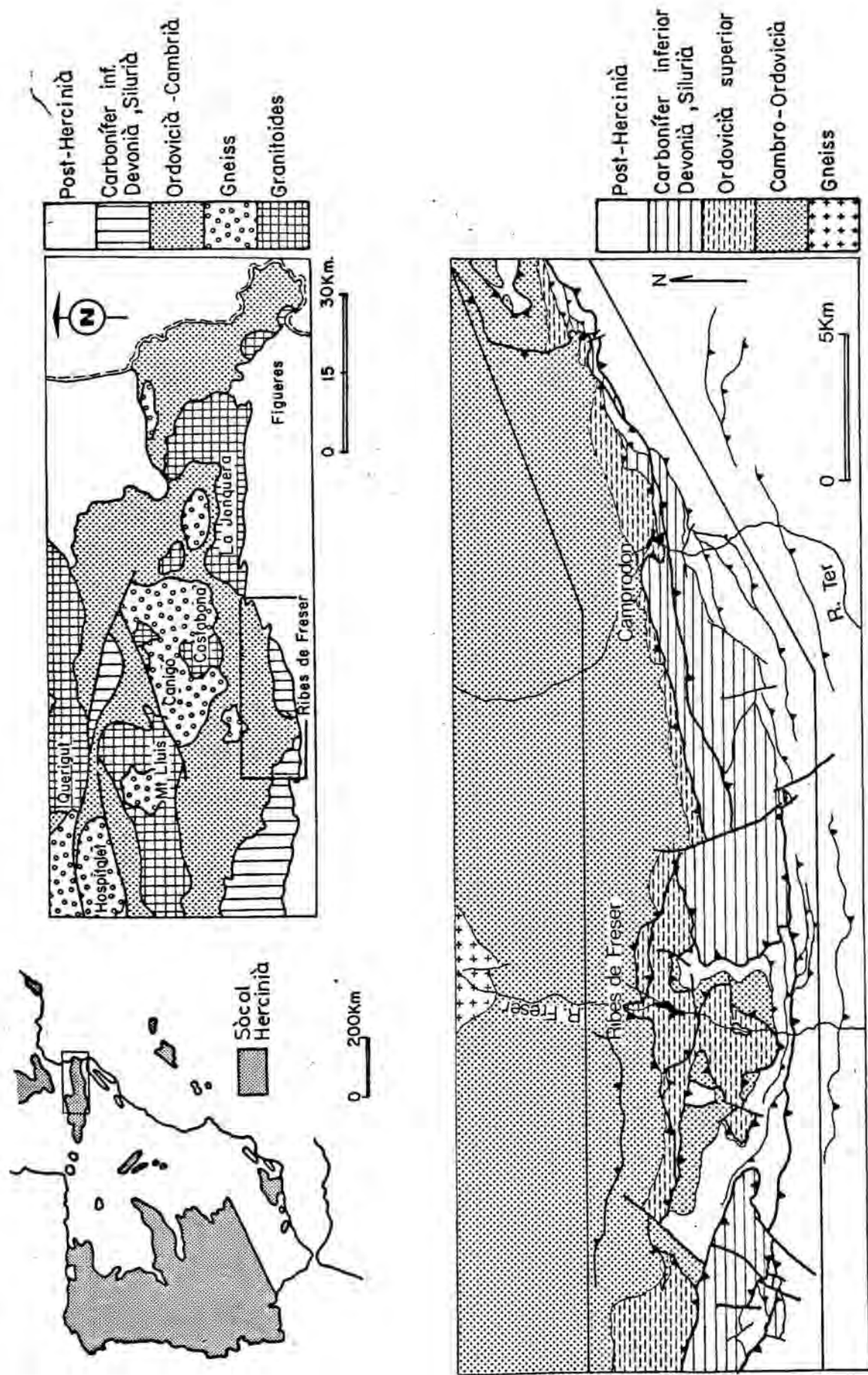


Figura 1.1. Situació de l'àrea estudiada.

llevant, en especial les que contenen els sistemes d'encavalcaments més meridionals.

Aquesta memòria està dividida en quatre parts principals. La primera, introductòria, inclou la nomenclatura proposada en català de les estructures d'encavalcaments. La segona part (capítols 3,4,5 i 6) tracta dels materials i l'estructura alpins. Fa èmfasi en la descripció de la geometria de les estructures d'encavalcaments i plects associats, en l'anàlisi de les mesoestructures de deformació formades durant el desenvolupament dels sistemes d'encavalcaments i en la diferenciació d'unitats estructurals. L'estructura interna i les característiques litològiques de les unitats estructurals constituïdes per materials hercínians es descriuen en la tercera part (capítols 7 i 8). La darrera part (capítol 9) sintetitza les principals aportacions del present treball, i descriu els efectes de la superposició de les estructures alpines en els terrenys del sòcol hercinià. Conclou amb una discussió de les implicacions dels resultats d'aquest treball en l'estructura de la serralada pirinenca.

## 2. GEOMETRIA DE LES ESTRUCTURES D'ENCAVALCaments: RESUM I TERMINOLOGIA.

En els darrers anys, el coneixement de la geometria dels encavalcaments s'ha incrementat considerablement. Des del treball de Dahlstrom (1970) fins a l'actualitat són nombrosos els articles que s'han publicat, referents a aquest tema (Hossack, 1979; Elliot & Johnson, 1980; Boyer & Elliot, 1982). Com a resultat d'aquests treballs, s'han introduït gran quantitat de nous conceptes estructurals i s'ha desenvolupat una àmplia terminologia anglosaxona.

El principal objectiu d'aquest capítol és fer un breu resum teòric de la geometria d'encavalcaments per tal d'introduir la terminologia, en llengua catalana, que s'utilitzarà en la present memòria. S'especificaran les equivalències entre els termes catalans i els anglesos i es proposaran nous termes per a aquelles estructures que no disposen d'un terme específic.

Aquest capítol s'ha basat fonamentalment en els articles de Butler (1982) i Boyer & Elliot (1982).

### Elements geomètrics d'un encavalcament

Un encavalcament (a: thrust ) és qualsevol falla que dóna lloc a l'escurçament d'un pla arbitrari de referència (Norris, 1958; McClay, 1981). Malgrat que aquesta definició no és del tot satisfactòria (caldrà precisar millor



el terme pla arbitrari) és la més comunment acceptada (Butler, 1982). El cos rocós desplaçat per un encavalcament s'anomenarà làmina encavalcant o mantell de corriment (de dimensions relativament majors que la làmina encavalcant) i seran equivalents al terme anglès thrust sheet. El terme francès nappe no és del tot equivalent a tots aquests darrers termes (vegeu McClay, 1981 per a una discussió més àmplia).

La unitat que es troba per sobre d'un encavalcament s'anomenarà bloc superior (a: hangingwall) i la que es troba per sota bloc inferior (a: footwall) (fig. 2.1).

Els encavalcaments descriuen una trajectòria esgraonada constituïda per parts originàriament horitzontals que es denominaran replans (a: flats) i parts redreçades que es denominaran rampes (a: ramps), segons les quals els encavalcaments pugen en la direcció de desplaçament (fig. 2.1).

La intersecció entre un encavalcament i qualsevol altra superfície de referència s'anomenarà punt d'interrupció (en un tall) o línia d'interrupció (en un mapa) (a: cut off).

Normalment, en els cinyells d'encavalcaments (a: thrust-and-fold belts o thrust belts) els encavalcaments es desenvolupen en una seqüència sedimentària no plegada. En aquestes situacions els replans seran paral·lels als plans d'estratificació i les rampes obliqües a l'estratificació.

Independentment de la seva disposició actual, les rampes són aquelles parts de l'encavalcament que contenen línies d'interrupció de la superfície de referència. En funció de la localització de les superfícies de referència intersectades per l'encavalcament (en el bloc superior o en el bloc inferior) es diferencien respectivament les rampes de bloc superior (rBS a la fig 2.1) i les rampes de bloc inferior (rBI)(a: hangingwall ramps i footwall ramps).

Els replans seran aquelles parts de l'encavalcament



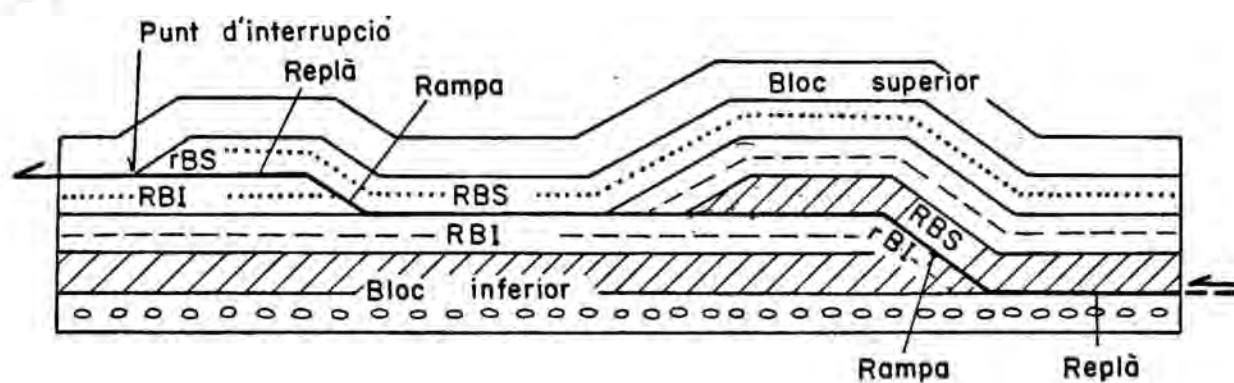


Figura 2.1. Aspectes geomètrics relacionats amb una única superfície d'encavalcament

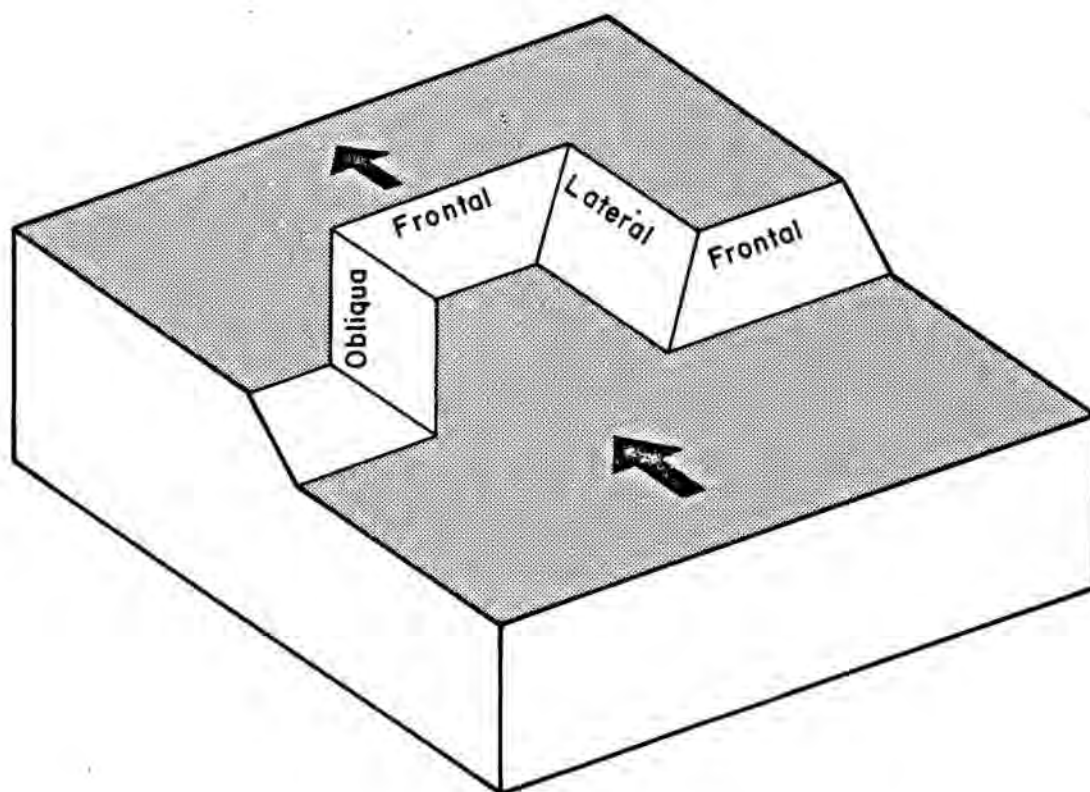


Figura 2.2. Tipus de rampes, segons l'orientació del pla de rampa respecte a la direcció de desplaçament de la làmina encavalcant.

ment que són paral·leles a les superfícies de referència. Igualment es diferenciien els replans de bloc superior (RBS) i els replans de bloc inferior (RBI) (a: hangingwall flats i footwall flats) (fig. 2.1).

Les rampes es classifiquen, d'acord amb la disposició del pla de rampa respecte a la direcció de desplaçament de l'encavalcament, en rampes frontals, laterals i obliques (fig. 2.2 ).

La línia que limita la superfície d'un encavalcament s'anomenarà contorn (a: tip line ).

Els encavalcaments amagats (a: blind thrusts) són aquells encavalcaments, el contorn dels quals no aflora (Thompson, 1981).

### Sistemes d'encavalcaments

Un sistema d'encavalcaments (a: thrust system) és un conjunt d'encavalcaments que estan connectats entre ells (Boyer & Elliot, 1982).

Línia d'entroncament (a: branch line ) és la línia de connexió entre dos encavalcaments. (fig. 2.3.). S'ha de distingir de la línia d'interrupció d'un encavalcament respecte d'un altre (en aquest cas la línia d'interrupció implica una relació cronològica i un encavalcament talla l'altre).

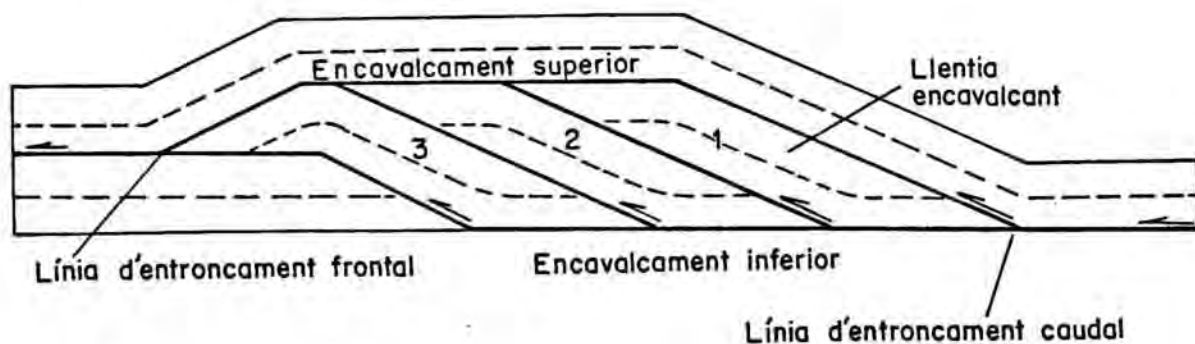
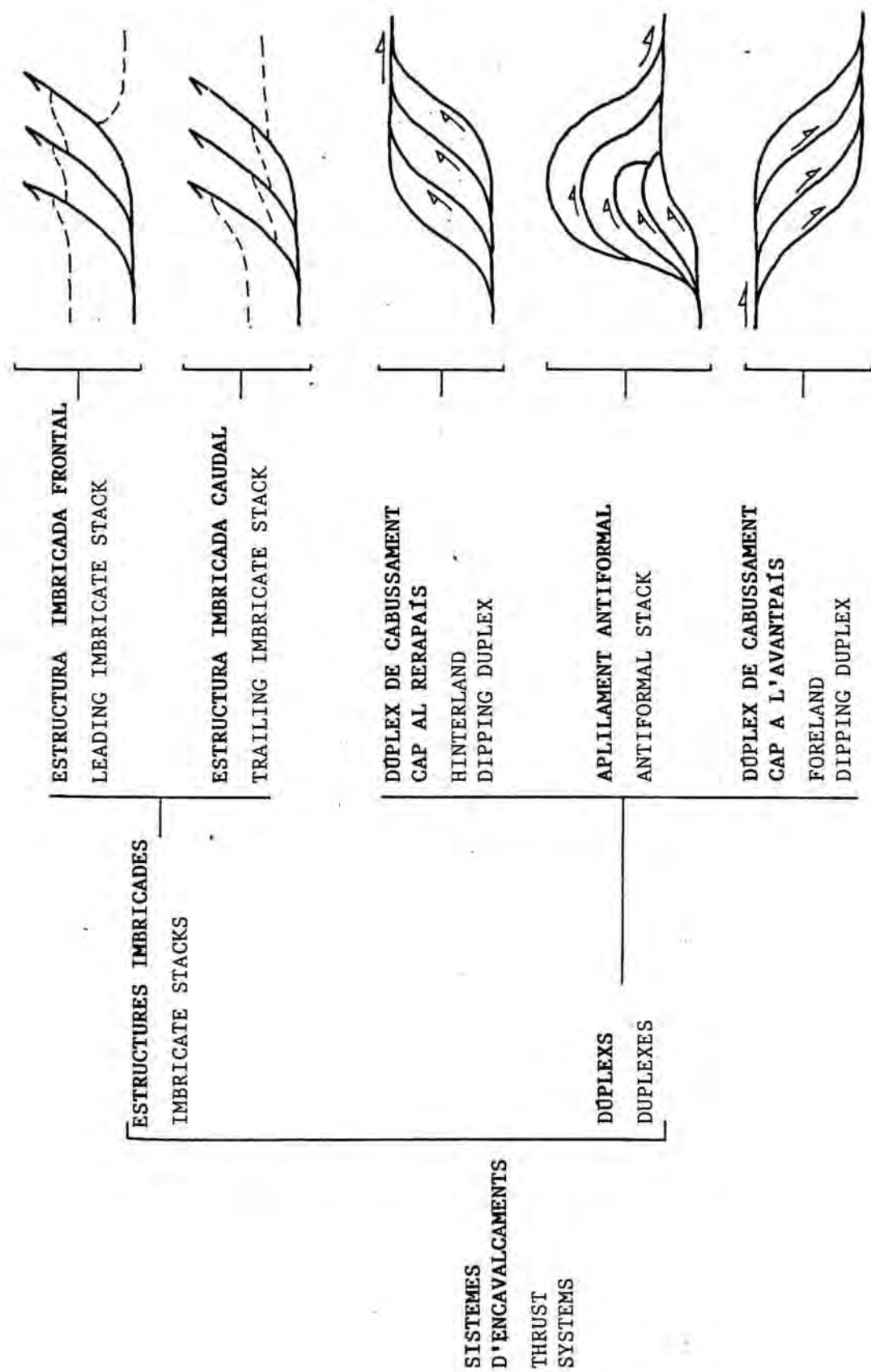


Figura 2.3. Geometria d'un dúplex.



**Figura 2.4.** Classificació dels sistemes d'encavalcaments. Segons Boyer & Elliot (1982), modificat.

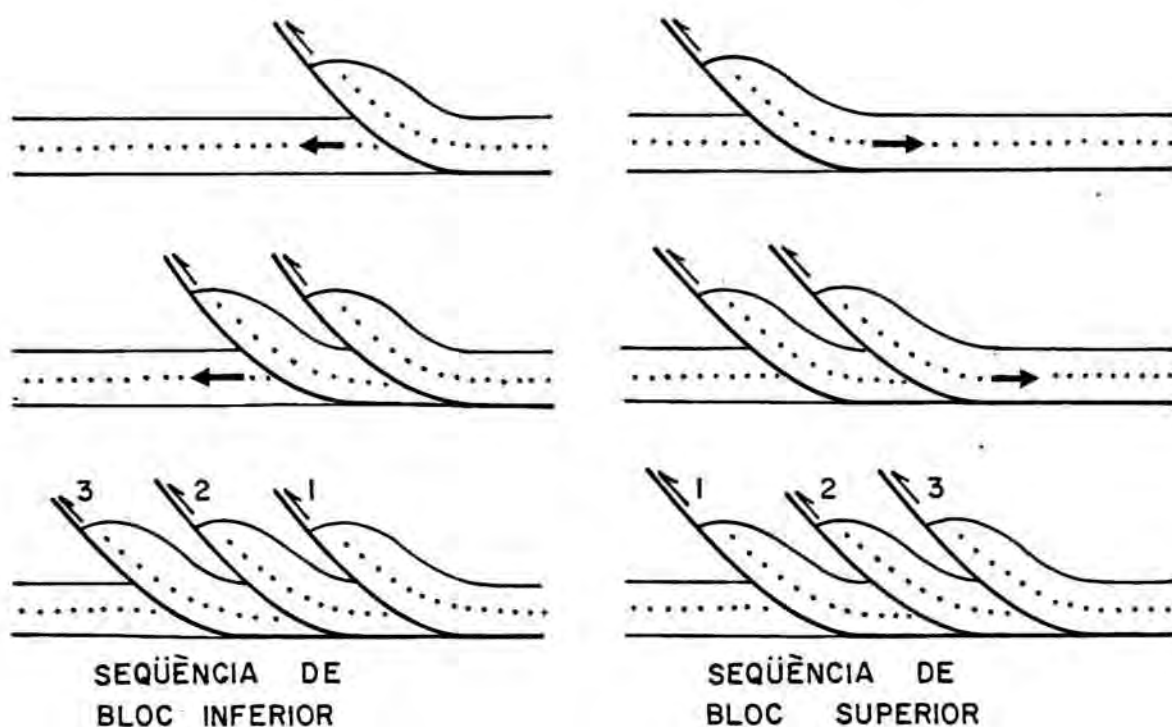


Figura 2.5. Seqüències de propagació d'encavalcaments. La direcció de propagació és indicada per la fletxa. Els encavalcaments s'han numerat segons l'ordre de formació. Segons Butler (1982).

Un sistema d'encavalcaments paral·lels entre ells i entroncats en un encavalcament inferior s'anomenarà estructura imbricada (a: imbricate stack o imbricate zone).

Aquest terme comprèn tots els cossos rocosos desplaçats que s'anomenaran escates (a: slices), com el conjunt d'encavalcaments que les envolten que s'anomenarà ventall imbricat (a: imbricate fan) (fig. 2.4).

Si els encavalcaments s'entronquen en un encavalcament inferior i en un encavalcament superior i descriuen una forma asimptòtica s'obtenen una sèrie d'unitats rocoses completament envoltades per encavalcaments. Aquestes unitats s'anomenaran llenties encavalcants (a: horses). Un

conjunt de llenties encavalcaments, juntament amb els encavalcaments que les envolten constitueixen un dúplex (a: duplex). Un dúplex està limitat per un encavalcament inferior (a: floor thrust) i per un encavalcament superior (a: roof thrust) (fig. 2.3).

L'encavalcament inferior de tot el sistema d'encavalcaments s'anomenarà encavalcament basal (a: sole thrust).

Boyer & Elliot (1982) proposen una classificació dels sistemes d'encavalcaments. Aquesta classificació s'ha resumit en la figura 2.4.

### Seqüències d'encavalcaments

Un sistema d'encavalcaments es pot desenvolupar seguint dues seqüències de propagació diferents.

Si un encavalcament situat per sota d'un altre es desplaça amb posterioritat i així successivament, de tal forma que els encavalcaments superiors representen els primers desplaçaments i els encavalcaments inferiors els darrers desplaçaments, en resultarà una seqüència de propagació que s'anomenarà seqüència de propagació de bloc inferior o seqüència de bloc inferior (a: piggy-back thrusting sequence). En el cas oposat, és a dir, si els encavalcaments superiors són posteriors als inferiors, la seqüència de propagació resultant s'anomenarà seqüència de bloc superior (a: overstep sequence) (fig. 2.5). Els encavalcaments desenvolupats seguint una seqüència de bloc superior s'anomenaran encavalcaments fora de seqüència (a: out-of-sequence thrusts).

A banda i banda d'un cinyell d'encavalcaments es poden distingir dues vores: la vora externa o avantpaís (a: foreland) i la vora interna o rerapaís (a: hinterland). En anglès s'utilitzen els termes hindward i forward per indicar respectivament cap al rerapaís o cap a l'avantpaís. Aquests termes s'apliquen tant a un cinyell d'encavalcaments considerat globalment com a estructures concretes per diferenciar sectors o per indicar cap a on cabussen les estructures (fig. 2.4).



Uns altres termes molt utilitzats en la literatura anglesa per diferenciar la part del davant de la part del darrera d'una estructura són els de leading i trailing que es traduiran respectivament com frontal i caudal. Així, per exemple, es diferenciarà la línia d'entroncament frontal de la línia d'entroncament caudal d'un dúplex o d'una llentia encavalcant (fig. 2.3), o la part frontal d'un apilament antiformal.

### Estructures de deformació en les làmines encavalcants

Els plecs formats en el bloc superior d'un encavalcament durant la seva ascensió per una rampa s'anomenaran anticlinals de rampa (a: hangingwall anticline o ramp anticline o culmination). La part frontal d'un anticlinal de rampa es pot anomenar també rampa del bloc superior.

S'utilitzarà el terme de culminació per a designar una flexió de les làmines encavalcants, generalment donada per la presència d'una o més rampes al dessota.

A la part frontal d'una rampa del bloc superior, les capes no tallades per l'encavalcament descriuen un sinclinal que s'anomenarà sinclinal de bloc superior. Conjuntament amb aquest sinclinal poden desenvolupar-se encavalcaments anomenats en anglès out-of-the-syncline thrusts.

En general, s'utilitzarà al terme de plecs de bloc superior o plecs de bloc inferior per a designar qualsevol plec observat en el bloc superior o en el bloc inferior d'un encavalcament.

En la part frontal del contorn d'un encavalcament es pot desenvolupar una parella de plecs (anticlinal-sinclinal) com un mecanisme de minvar el desplaçament de l'encavalcament. Aquests plecs s'anomenaran anticlinal i sinclinal frontal (fig. 2.6).

Sincrònicament amb els encavalcaments, es poden formar altres encavalcaments amb sentit de desplaçament oposat que s'anomenaran retroencavalcaments (a: back thrusts).

La intersecció d'encavalcaments i retroencavalca-

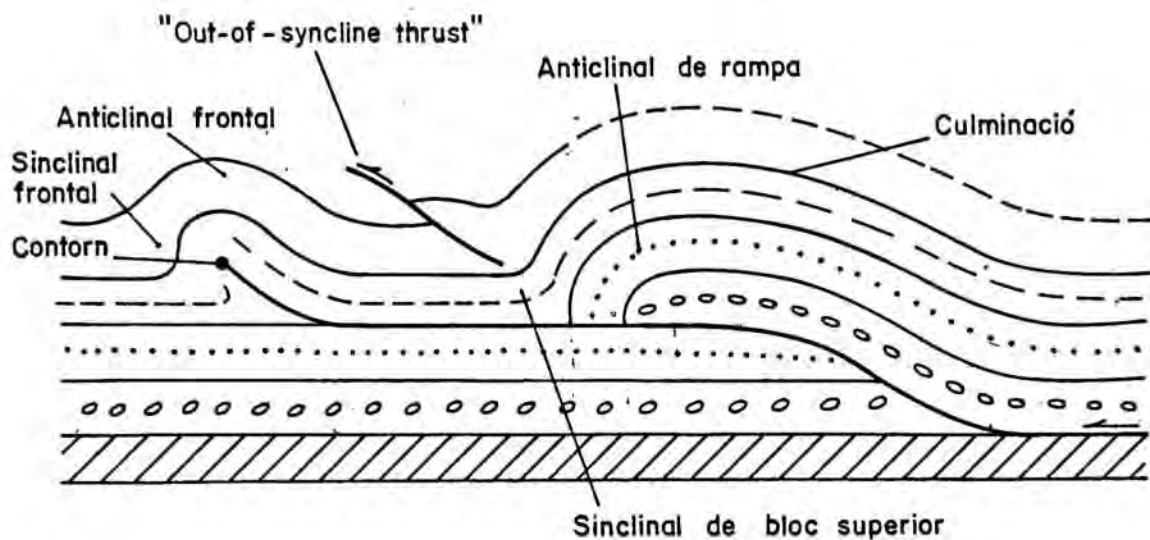


Figura 2.6. Estructures de deformació en el bloc superior d'un encavalcament.

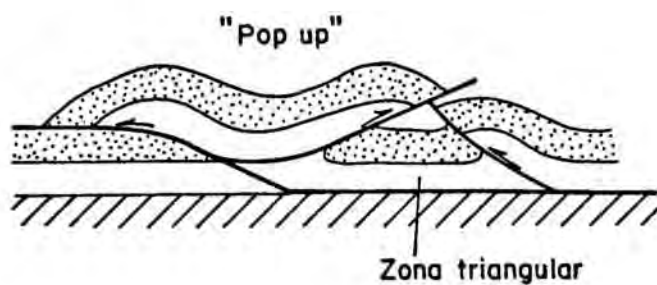


Figura 2.7. Estructures resultats de la intersecció d'encavalcaments i retroencavalcaments, segons Butler (1982).

ments dona lloc a la formació d'unitats triangulars que s'anomenaran zones triangulars (a: triangle zones ) i "pop-ups" (fig. 2.7).

Si és factible dibuixar l'estat no deformat d'un tall geològic i tornar les capes a la seva posició original abans de la seva estructuració, el tall geològic és geomètricament possible. Un tall que aconsegueixi aquestes condicions s'anomenarà un tall compensat (a: balanced cross-section). L'estat no deformat d'un tall compensat s'anomenarà tall restituit (a: restored cross-section).



PART II  
L'ESTRUCTURA ALPINA

Viernes 23 Nov 1877.- De Ribas por la montaña a Gombreny (4 horas) y Pobla (3h) (por Campdevanól a Gombreny solo habria 3 h.)

Ribas. Dejo la carretera a 1/4 h.: he seguido pórfidos y pizarras silúrico.

Albaell. Es cuatro casas en los montes a la derecha del rio Freser, en el límite de las pizarras con las calizas secundarias muy trastornadas. Eso voy a mirar. El pueblo esta en el Silúrico. Es parte del distrito de Campellas (silúrico). Desnivel a ojo unos 150 ó 200 m. de Ribas.

Desde aqui el terreno se hace muy quebrado paso grandes riscos de rocas calizas que forman hojas casi verticales desnudas por su lado sur alineadas hasta descender a las cuevas en el Freser. Su aspecto es cretaceo: bajo ellas ha asomado en una pequeña extensión la arenisca roja que la separa del silúrico. Su espesor es pequeño y pronto con mil pliegues e inflexiones aparecen de ellas las margas grises fabulosas y otras arcillosas y otras muy calcareas y numulítico, enorme potencia que no se dejan ya: su base me ha ofrecido diminutos numulites chicos negros, ¿N. globolus?. Es un terreno que a derecha e izquierda del Freser veo pliegues a diferente altura y estoy que es un laberinto, capas en mil posiciones distintas.

Llibreta de camp de L. M. Vidal.

### 3. INTRODUCCIÓ

El Pirineu s'estén des de la plataforma cantàbrica fins a la Provença en una longitud d'uns 1000 km. i una amplada no superior als 200 km. Les estructures pirinenques, en els seus extrems, queden obliterades i, normalment, en parlar del Pirineu s'entén el fragment de serralada representat en l'istme que separa Espanya de França. En l'extrem oriental (Llenguadoc, Provença) les estructures s'atenuen i les estructures neògenes de distensió se superposen a la serralada pirinenca. En el seu extrem occidental el Pirineu té característiques diferents (col·lisió d'escorça continental amb escorça oceànica).

El Pirineu és una serralada alpina pel que fa a l'edat, però queda desconnectada del sistema alpi mediterrani. A més a més, les seves característiques difereixen de les de les altres serralades dels sistema alpi (forma rectilínia, metamorfisme poc important i roques ígnies molt poc desenvolupades).

#### 3.1. PROGRÉS DE LES IDEES SOBRE L'ESTRUCTURA DEL PIRINEU

Les teories sobre l'estructura del Pirineu han anat oscil·lant al llarg del temps entre concepcions autoc-

2

tonistes i concepcions al.loctonistes, amb hipòtesis intermèdies i hipòtesis força radicals en un o altre sentit.

Els primers estudis estructurals del Pirineu daten de primers de segle. Malgrat bones observacions, com la primera descripció de l'encavalcament de Gavarnie (Bresson, 1902), les primeres idees globals fan referència a una al.loctonia de vergència nord (Bertrand, 1907). Dallonni (1930) descriu el mantell de les Nogueres amb un desplaçament vers al sud.

Com a conseqüència de les idees poc sòlides i, després d'estudis detallats (Jacob, 1930; Casteras, 1933), es desenvolupa una concepció autoctonista. Durant aquest període es proposa un plegament autòcton de la cobertora condicionat per la tectònica de sòcol. Es fixa el concepte de zona axial (Jacob, 1930) com a resultat de l'evolució d'un plec de fons (sug.gerència d'Argand, 1922), que, des de bon començament del cicle alpi, hauria separat dues conques: la nord-pirinenca i la sud-pirinenca. Els geòlegs de l'escola de Stille (Misch, 1934; Ashauer, 1934) interpreten algunes estructures complexes com de doble vergència, donant lloc a interpretacions al màxim d'autoctonistes.

En un període posterior, comprès aproximadament entre els anys 1950 i 1970, els geòlegs de la Universitat de Leiden (Zwart, 1960; Mey, 1968; Harteveldt, 1970) aporten un estudi detallat del Pirineu Central. Aquest equip però, no afegeix res de nou a la interpretació de l'estructura alpina del Pirineu; continua encara amb idees autoctonistes (Mey, 1968).

Durant la dècada dels setanta culminen nombrosos treballs de geòlegs francesos que determinen un canvi important en el coneixement de l'estructura del Pirineu. Aquests treballs es polaritzen al voltant de dues escoles: la de la Universitat de Montpeller (Mattauer, 1968; Seguret, 1970; Choukroune, 1976) i la de la Universitat de Tolosa (Souquet, Bilotte, Canérot, Debroas, Peybernes i Rey, 1975; Souquet et al., 1977).

Seguret (1970) posa de manifest l'existència, al sud de la zona axial, d'encavalcaments amb importants

desplaçaments cap al sud que determinen la formació de diverses unitats estructurals (unitat Gavarnie, unitat central sud-pirinenca). Aquest autor reinterpreta la Zona de les Nogueres i demostra la participació del sòcol prehercinià en unitats al·lòctones desplaçades cap al sud. Choukroune (1976) descriu les estructures de deformació associades a la falla nord-pirinenca i els encavalcaments nord-pirenencs amb desplaçaments vers el nord. Per al grup de Montpeller el Pirineu presenta una estructura en ventall, essent la falla nord-pirinenca l'estructura fonamental de la serralada. Durant el Cretaci, el moviment d'aquesta falla dóna lloc al desplaçament sinistre de la placa Ibèrica respecte d'Europa. Durant la tectònica paleògena, la falla nord-pirinenca representa l'eix de divergència de la serralada (fig. 3.1). Les tectòniques cretàcia i paleògena són un continu. En aquest model els encavalcaments es verticalitzen en profunditat i vers la falla nord-pirinenca. Els encavalcaments sud-pirenencs es verticalitzen a la zona axial i els nord-pirenencs a la zona metamòrfica nord-pirinenca (fig. 3.1). Una deformació contínua col·labora a engruixir la zona axial, zona que estructuralment forma part de la meitat meridional de la serralada. Aquest model és encara defensat pels geòlegs de la Universitat de Montpeller després d'haver efectuat talls compensats a escala crustal (Seguret i Daignieres, en premsa). La divisió estructural del Pirineu més comunment acceptada es deu també al grup de Montpeller (Mattauer i Henry, 1974; Choukroune i Seguret, 1973). Aquests autors subdivideixen el Pirineu en cinc grans zones: Avantpaís plegat nord, Zona nord-pirinenca, Zona axial, Zona sud-pirinenca i Avantpaís plegat sud (fig. 3.1). D'aquesta subdivisió es desprèn una certa disposició simètrica, tot i que la zona axial no representa l'eix de la serralada i que els encavalcaments sud-pirenencs involucren més desplaçament que els encavalcaments nord-pirenencs.

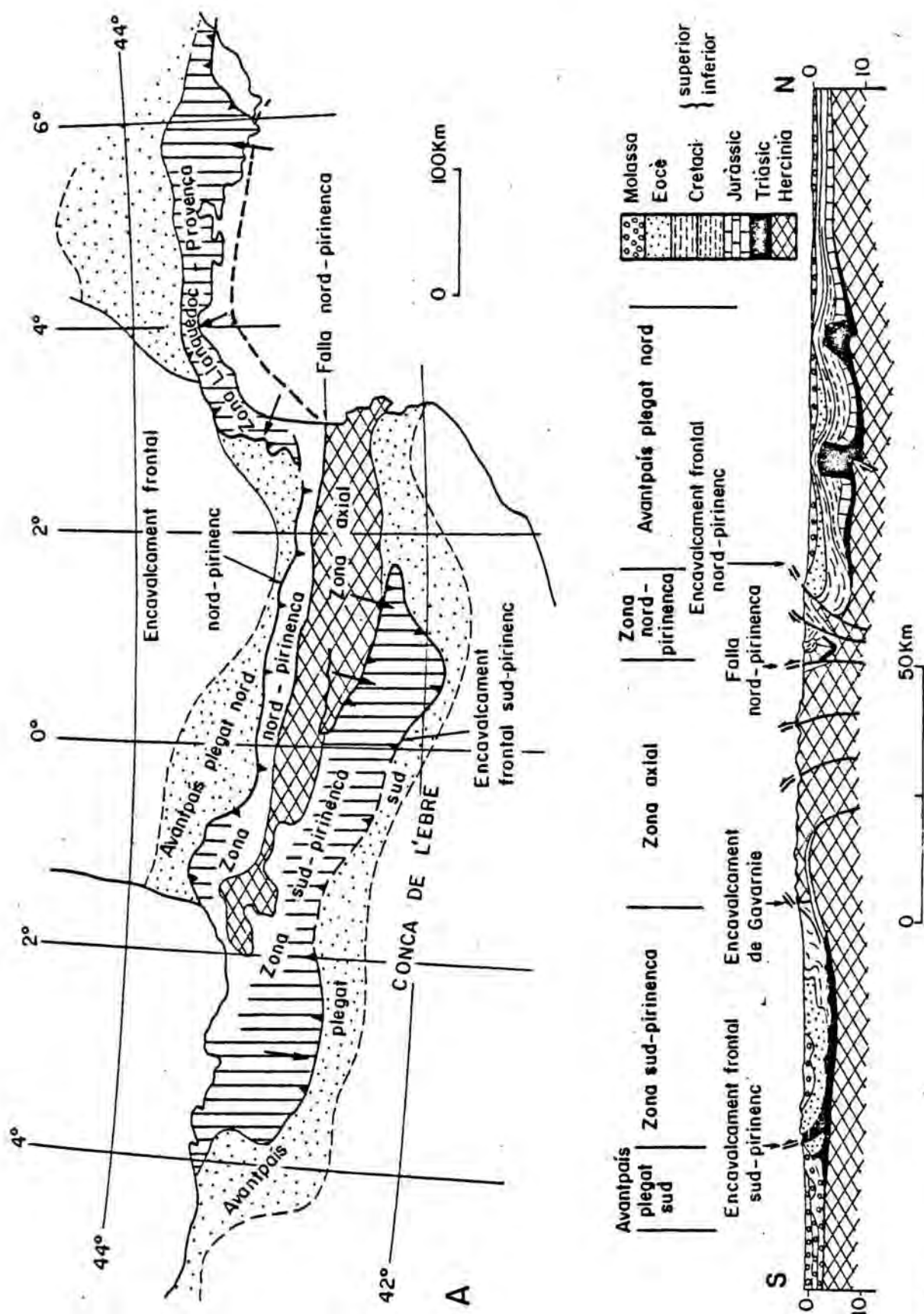


Figura 3.1. A) Les unitats estructurals de la serralada pirinenca segons Mattauer i Henry (1971); B) Tall a través del Pirineu central, segons Seguret (1970).



El grup de la Universitat de Tolosa (Souquet et al., 1975-1977) treu importància al moviment de la falla nord-pirinenca. Les estructures fonamentals de la serralada son les falles transversals (falla del Segre i falla de Pamplona). Aquestes falles condicionen la paleogeografia durant el Mesozoic i determinen la formació d'unitats estructurals durant la tectònica paleògena. Aquests autors accepten, a l'igual del grup de Montpeller, que la zona metamòrfica nord-pirinenca representa l'eix de divergència del Pirineu, conservant la idea d'estructura en ventall.

Per part espanyola s'aporten, durant aquest període, idees referents a les unitats al·lòctones sud-pirinenques (Garrido Mejías, 1973; L.M. Ríos, 1983) i a la relació entre els encavalcaments i la sedimentació durant el Paleògen (Puigdefàbregas, 1975).

Durant la dècada dels setanta s'adquireixen dades geofísiques que són tingudes en compte en les interpretacions estructurals: engruiximent de l'escorça sota la zona axial (posada de manifest per les anomalies gravimètriques i els perfils sísmics), salt del Moho sota la falla nord-pirinenca, escorça més prima a la zona nord-pirinenca que a la zona sud-pirinenca (Gallart, 1982).

Recentment, un grup de geòlegs anglesos (Hossack, et al., 1984; Parish, 1984; Fisher, 1984; Williams, 1985) han realitzat en el Pirineu, després d'uns anys en els quals la literatura sobre l'estructura pirinenca ha estat escassa, diversos estudis aplicant les noves idees sobre geometria d'encavalcaments que, des de fa pocs anys, s'estan desenvolupant (Dahlstrom, 1970; Hossack, 1979; Boyer i Elliot, 1982). Com a resultat d'aquests estudis i de la realització de talls geològics compensats (Hossack, Déramond i Graham, 1984) ha estat proposada una nova hipòtesi de l'estructura del Pirineu. Segons aquesta hipòtesi, hi ha en el marc de la serralada pirinenca, dos esdeveniments tectònics de diferent significació i separats en el temps. Durant el primer (Cretaci) té lloc el moviment de la falla nord-pirinenca amb el desenvolupament del metamorfisme i tectònica associats, limitats essencial-

ment a la zona nord-pirinenca. Durant el segon període tectònic (Eocè-Miocè) es desenvolupa un cinyell d'encavalcaments. El Pirineu és una serralada asimètrica amb un desplaçament dels mantells de corriment fonamentalment vers el sud (subducció continental d'Ibèria sota d'Europa). Els encavalcaments nord-pirinenecs representen encavalcaments secundaris, interpretats com a retroencavalcaments de l'altre sistema d'encavalcaments. La falla nord-pirinenca representa, durant la tectònica paleògena, un marcador i és tallada pels sistemes d'encavalcaments. La zona axial constitueix una gran finestra tectònica formada per l'apilament antiformal de làmines encavalcants de sòcol preherciniana.

### 3.2. ALGUNES CONSIDERACIONS SOBRE L'ESTADI ACTUAL DEL CONEIXEMENT DE L'ESTRUCTURA DEL PIRINEU

Actualment existeixen doncs, dos models estructurals globals del Pirineu contraposats i en estadi de discussió: el model del grup de Montpeller i el model proposat pels geòlegs anglesos.

Els dos models accepten una certa simetria i una certa asimetria. En tots dos els encavalcaments dirigits cap al sud són els més importants. Per al grup de Montpeller, tant els encavalcaments dirigits cap al nord com els dirigits cap al sud són del mateix ordre: de fet l'asimetria és un defecte d'un model essencialment simètric. Per al grup britànic els encavalcaments nord-pirinenecs són secundaris (possiblement retroencavalcaments lligats a la presència d'una rampa cortical): la simetria és una conseqüència secundària d'un model fonamentalment asimètric.

La discussió que es pot plantejar entre pros i contres d'aquests dos models es pot reduir, fonamentalment, a la relació entre la falla nord-pirinenca i els encavalca-



ments, tant els dirigits cap al sud com els dirigits cap al nord.

La discussió entre els dos models té un paral·lelisme amb les discussions plantejades, tant des d'un punt de vista teòric com aplicat en altres serralades, entre els partidaris de la tectònica pel·licular (thin-skinned tectonic model) i els partidaris de la tectònica vertical en cinturons d'encavalcaments (Coward, 1983). S'entén per tectònica pel·licular, aquella en la qual els encavalcaments principals s'horitzontalitzen en profunditat descriuen una trajectòria esgraonada fins a juntar-se amb un horitzó de desenganxament basal (Baillly et al., 1966). Per tectònica vertical s'entén aquella en la qual els encavalcaments es verticalitzen en profunditat fins a ésser substituïts per deformacions dúctils (Ramberg, 1967).

De l'anàlisi i comparació dels dos models estructurals del Pirineu es desprèn que tots dos presenten problemes. Un model de tectònica vertical és de difícil aplicació en el cas del Pirineu: En primer lloc, les fractures subverticals en profunditat i que s'horitzontalitzen cap amunt no poden tenir desplaçaments horitzontals importants. Sense haver-hi cap evidència d'una deformació dúctil alpina, important i generalitzada en el sòcol prehercinià, és difícil d'argumentar que els encavalcaments sud-pirinenecs (que poden totalitzar un desplaçament de l'ordre del centenar de quilòmetres) esdevinguin subverticals en la zona axial. En segon lloc, un altre fet que dificulta l'adopció d'un model de tectònica vertical en el cas del Pirineu és la manca de zones internes, en el sentit que durant l'estructuració paleògena del Pirineu no varen tenir lloc esdeveniments magmàtics ni metamòrfics. No hi ha evidència, doncs, de moviments verticals associats als processos magmàtics que contrarestin els moviments horitzontals de les parts externes de la serralada.

Aquesta dificultat teòrica d'un model de tectònica vertical per a l'estructura del Pirineu té una explicació històrica amb la supervivència del concepte de zona

Els principals problemes que actualment es poden plantejar al model de tectònica pel·licular, recolzat pels geòlegs britànics, són, per una banda, la manca de treballs acurats que argumentin sòlidament les idees proposades i, per l'altra, les dades geofísiques, que en una primera anàlisi semblen contradir aquest model. Referent a aquest darrer punt, cal tenir en compte, però, que les solucions geològiques de les dades geofísiques són normalment múltiples i que aquestes han estat interpretades en funció dels models geològics vigents.

De la discussió anteriorment exposada es desprèn que són nombrosos els problemes que resten per resoldre per tal de trobar un model coherent de l'estructura del Pirineu (localització d'estructures alpines en la zona axial, relació entre els encavalcaments i la falla nord-

pirinenca, etc.). Actualment s'estan posant en dubte idees que fins ara eren donades com a evidents. A més a més, s'estan aplicant noves tècniques (talls compensats, estudis geofísics) en l'estudi de l'estructura pirinenca. Es pot dir que ens trobem en un moment favorable per donar un pas endavant en el coneixement estructural del Pirineu i que, de ben segur, en un futur immediat i fruit de pròxims treballs que abordin els problemes plantejats, s'obindrà un nou model estructural més coherent per al Pirineu. És en aquest marc on cal situar el plantejament inicial de l'estudi realitzat en la present tesi, així com els resultats obtinguts. En el darrer capítol, i un cop descrites les conclusions estructurals de l'àrea estudiada, es reemprendrà aquesta discussió.

### 3.3. ESTUDIS ANTERIORS DE L'ESTRUCTURA ALPINA EN EL SECTOR ESTUDIAT

Les primeres descripcions de les estructures alpines de l'àrea estudiada daten de finals del segle passat i principis de l'actual i es deuen fonamentalment a Vidal (1886) i a Mengel (1913). Vidal descriu, en les seves llibretes de camp (1876-1877), la repetició de materials garumnians (d'edat triàsica per a Vidal) entre materials paleozoics al sud de Ribes de Freser. Mengel (1913) descriu l'encavalcament que ell anomena de Bellver-Camprodon i que, en el coll de la Boixeda (a l'oest de Rocabruna), dona lloc a la superposició de materials paleozoics al damunt de garumnians.

L'aportació que Dalloni (1930) fa en l'àrea estudiada es refereix fonamentalment a l'estratigrafia dels materials prehercinians. En l'apartat d'estructura alpina recopila les observacions realitzades per geòlegs anteriors (Vidal i Mengel principalment) i descriu poques estructures





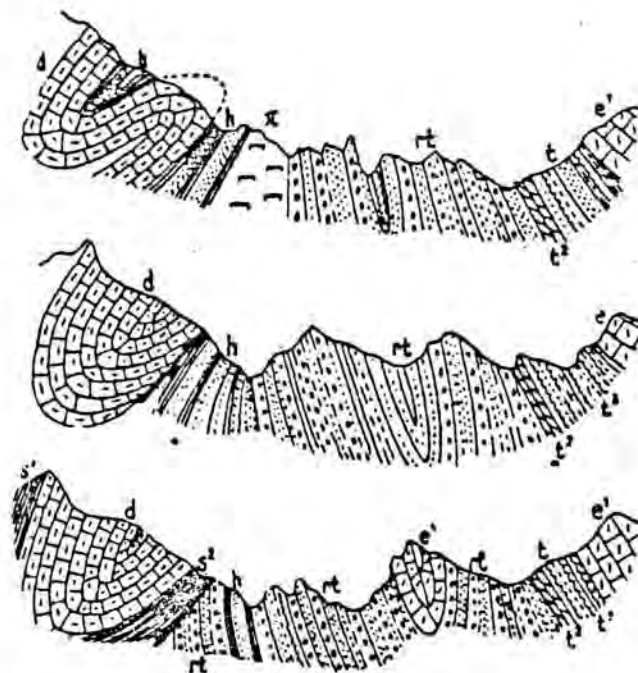
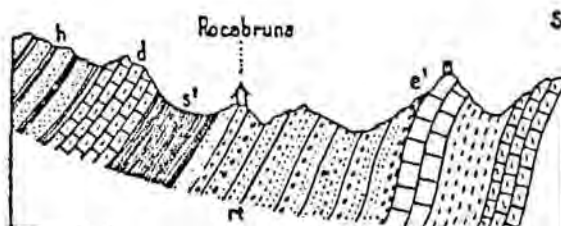


Figura 3.3. Talls en el vessant sud de Serra Cavallera entre el riu Freser i Ogassa, segons Dalloni (1930).

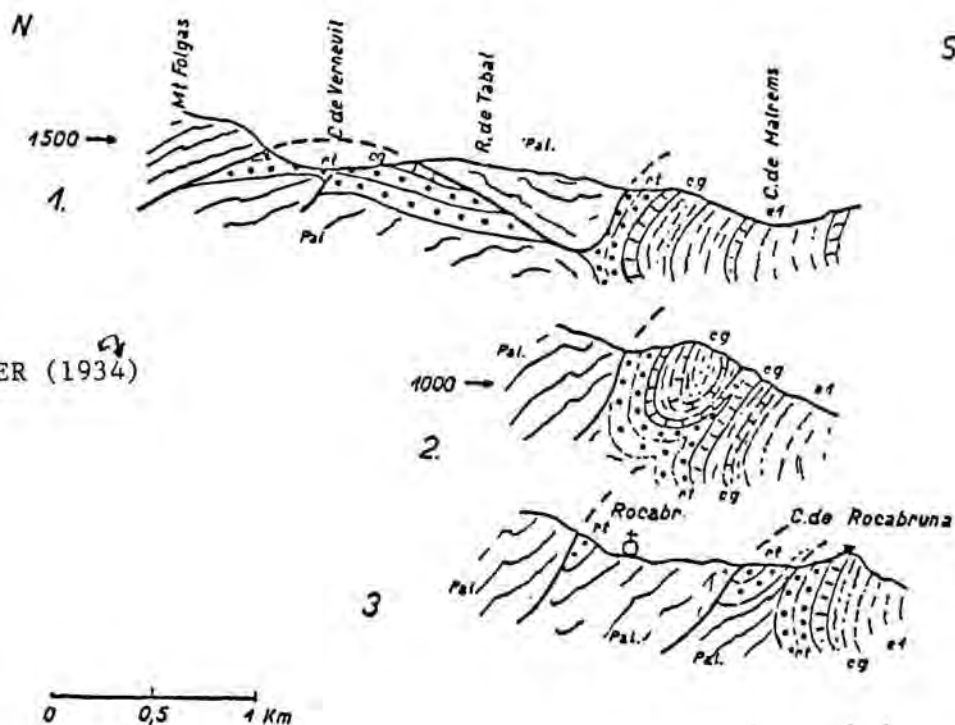
d'encavalcaments, tot i que, més a l'oest, defineix el mantell de les Nogueres. Dalloni interpreta l'estructura de Montgrony com un anticlinal vergent al sud amb el seu flanc nord encavalcat pel Devonian de La Cubil (fig. 3.2.). Cita també l'encavalcament de les calcàries devonians del Taga vers el sud per sobre dels materials posthercynians. Les repeticions litològiques al sud de Bruguera les interpreta com causades per plecs apretats (fig. 3.3.)

Les descripcions fetes per Ashauer (1943) són força correctes i detallades, si bé les interpretacions són deficientes i enquadrades en una concepció autoctonista del Pirineu (escola de Stille). Malgrat aquesta concepció, Ashauer descriu més encavalcaments que Dalloni. Certs afloraments i estructures observats per Ashauer no han estat considerats per altres autors posteriors, encara que de vegades, són importants per a la interpretació correcta de l'estructura. Així per exemple, descriu correctament la finestra tectònica de les Ferreres (tal com s'ha anomenat en el present treball) al nord de Rocabruna (fig. 3.4.)

DALLONI (1930)



ASHAUER (1934)



ABRIL (1972)

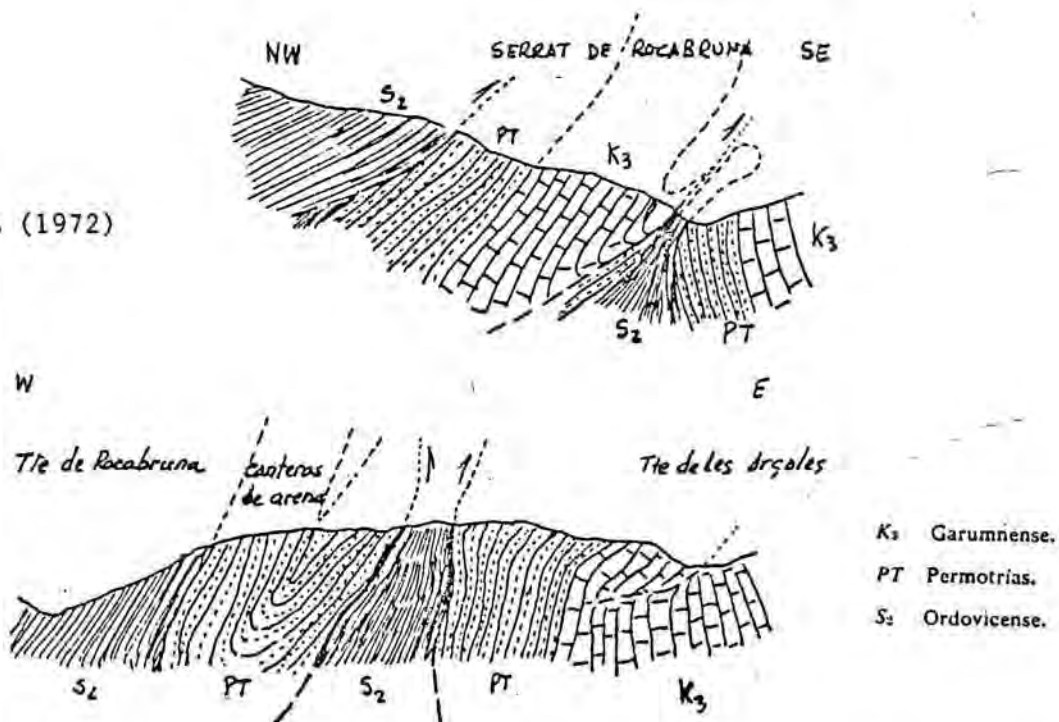


Figura 3.4. Interpretacions estructurals en el sector de Rocabruna.

i la finestra tectònica del Freser (Fig. 3.5). Ashauer dóna la següent explicació a l'estructura de Montgrony (fig. 3.2): "Esta estructura, tectónicamente muy complicada, está originada por un plegamiento del mesozoico, que se ha volcado, recostándose sobre el eoceno inferior. Como consecuencia de su cabalgamiento por el paleozoico del N., este anticlinal recostado, fué de nuevo levantado, siendo aplastado y eliminado su flanco inferior, de modo que el permo-triásico de su núcleo reposa directamente sobre las calizas de la parte alta del garumnense. El flanco

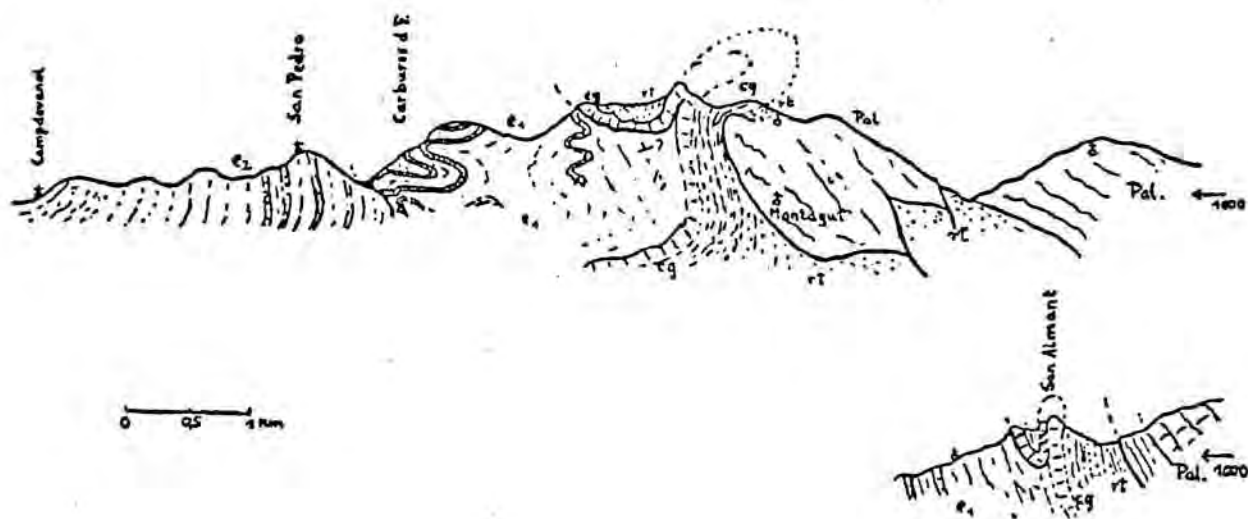


Figura 3.5. Talls de la vora sud de la zona axial a la vall del Freser segons Ashauer (1934).

superior contiene encajada toda la serie normal de capas,.. El flanco inferior, arrancado, descansa sobre el eoceno inferior. El mesozoico forma, por consiguiente, al N. de Montgrony, una serie plegada y caída sobre el eoceno, y de ninguna manera un anticlinal autóctono." Ashauer descriu també dos plecs apretats i superposats a les calcàries de Corones, (fig. 3.5) el sinclinal de Ripoll, l'anticlinal de Ripoll que localment el considera desplaçat vers el sud (primera descripció de l'encavalcament de Vallfogona) i l'anticlinal de Bellmunt. Segons aquest autor els plecs

i els encavalcaments associats a la vora sud de la zona axial són complicacions locals en una situació essencialment autòctona de tot el Pirineu. Es formen anticlinals amb nuclis de materials prehercinians que s'empotren en les xarneres dels plecs (encavalcaments del Freser i Rocabruna) i plecs ajaguts, de vergència sud, amb flancs laminats i trencats (Montgrony, St. Amand).

Fontboté (1949) aporta amb el seu estudi una cartografia detallada d'un sector de la vora sud de la zona axial que pràcticament coincideix amb l'estudiat en el present treball. De l'anàlisi del seu mapa es desprèn l'existència, a l'oest del Freser, de repeticions litològiques en els materials posthercinians. Aquest autor descriu l'encavalcament de les calcàries devonians del pic de La Cubil per sobre dels terrenys garumnians i dóna una nova interpretació a l'estructura de Montgrony (fig. 3.2).

L'estudi d'Abril Hurtado (1972) en el sector de Rocabruna, no afegeix res de nou al coneixement de l'estructura alpina d'aquella àrea. Tot i que el seu treball és posterior als que han donat lloc a les idees estructurals actualment vigents a la zona (Vergely, 1970), les seves interpretacions recorden les fetes per Ashauer (fig. 3.4).

Seguret (1970) considera la serra del Cadí autòctona. El sector estudiat és també autòcton i els materials eocènics de la vora sud de la zona axial estan en continuïtat amb els de la Depressió de l'Ebre.

D'acord amb Seguret i Vergely (1969), Vergely (1970) i Robert (1980), les estructures alpines en el sector estudiat resulten de la superposició de dues fases de deformació (fig. 3.6) :

Fase 1. Malgrat que sòcol i cobertora es comporten solidàriament, es produeix una certa disharmònia entre els materials d'ambdues unitats, a causa de llur comportament mecànic diferent. Mentre que en la cobertora es formen plecs anticlinals en cascada, el sòcol es comporta més fràgilment.



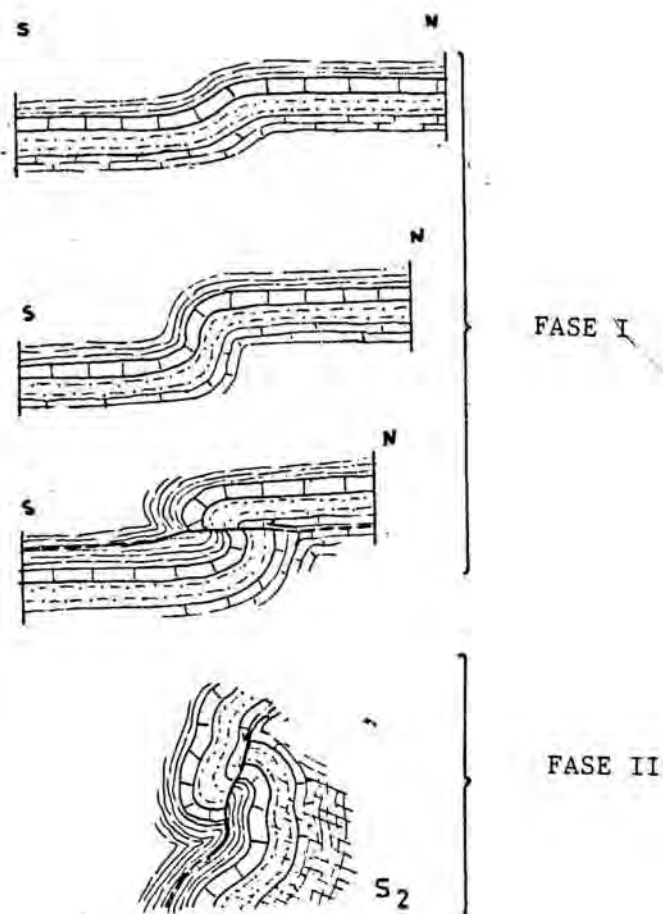


Figura 3.6. Esquema que mostra les fases de deformació segons Vergely (1970).

En un primer estadi d'aquesta fase es desenvolupen plects que evolucionen cap a la formació de fractures tangencials, les quals es disposen subparal·lelament a l'estratificació i donen lloc a subtraccions o repeticions de la sèrie sedimentària. En el sòcol hercinià els contactes anormals es localitzen a favor de discontinuïtats mecàniques ja existents. La més important d'aquestes és, sens dubte, la que proporcionen els materials del Silurià. El comportament plàstic dels terrenys silurians determina el desplaçament vers el sud del Paleozoic superior (Devonià

i Carbonífer) de la vora meridional de la zona axial, conjuntament amb la seva cobertora postherciniana. (Robert, 1980) (fig. 3.7 i 3.8)

Fase 2.- Durant aquesta fase té lloc (per ordre cronològic) la verticalització de les estructures de la fase anterior, la formació de plects i el desenvolupament d'encavalcaments vers el sud, juntament amb un episodi de fracturació. Com a conseqüència de la verticalització dels acabaments anticlinals dels encavalcaments de la primera fase es formen "têtes plongeantes". Durant aquesta fase es desenvolupen plects amb eixos de direcció E-W i una foliació de pla axial associada les característiques de la qual són fortament controlades per la litologia. El front de foliació pot situar-se, aproximadament, a la part inferior del Lutecià mitjà (Formació Armàncies), (Vergely, 1970). Amb posterioritat als plects es desenvolupen encavalcaments de dimensions hectomètriques que afecten tant en el sòcol com la cobertora i desplacen vers el sud materials hercinians, sobreposant-los anòmalament a la sèrie postherciniana. Pot observar-se un sistema de falles de direcció que tallen els plects de fase 2. Són subverticals i estan orientades NE-SW i NW-SE. Aquestes fractures podrien ésser sincròniques dels encavalcaments i plegament del clivatge pròpia encara d'aquesta fase. (Les estructures descrites que pertanyen a ambdues fases i, en especial, els contactes anormals de la fase 1, desapareixen cap al sud. Segons Vergely (1970) (fig. 3.7) aquest fet pot explicar-se per un esmorteïment de les estructures, o bé relacionar-se amb l'existència d'un nivell de desganyament en la sèrie eocènica. Segons Robert (1980), el caràcter sinsedimentari de les deformacions permet d'explicar l'absència de contactes anormals en el front dels encavalcaments.

No s'ha pogut fixar encara amb una certa precisió l'edat de les dues fases de deformació. Els autors citats accepten que les deformacions s'haurien esdevingut en un interval de temps comprès entre el final del Paleocè i l'Eocè terminal.

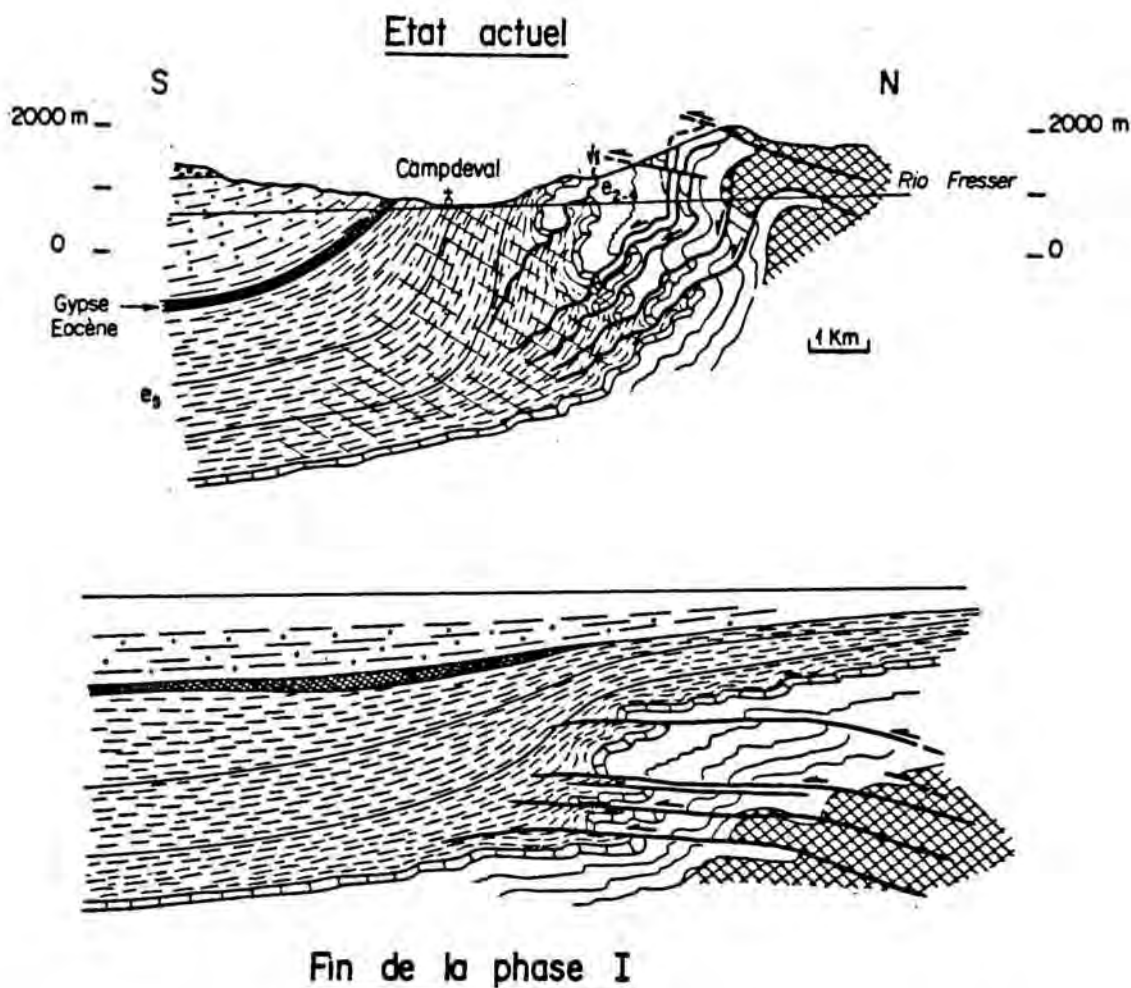


Figura 3.7. Morfologia de les fases de deformació a la vall del Freser segons Vergely (1970).

Robert (1980) diferencia dues grans unitats al·lòctones en la zona estudiada (fig. 3.8). La primera, d'extensió reduïda als voltants del riu Freser, és constituïda per materials de l'Ordovicià superior, Permià i Garumnià. La segona unitat al·lòctona consta de materials supra-silurians (Devonià, Carbonífer i cobertura post-herciniana) lliscats per sobre de les lutites negres del Silurià. L'extensió lateral d'aquesta unitat podria ésser compresa entre la fossa de la Cerdanya a l'oest i l'eix Camprodon-Ceret a l'est (Robert, 1980). Les dues unitats al·lòctones descrites haurien estat emplaçades principalment durant la primera fase de deformació. L'amplitud del desplaçament és de difícil avaluació: Robert calcula un desplaçament mínim de 2 km. per a la primera unitat al·lòctona i superior a 15 km per a la segona.

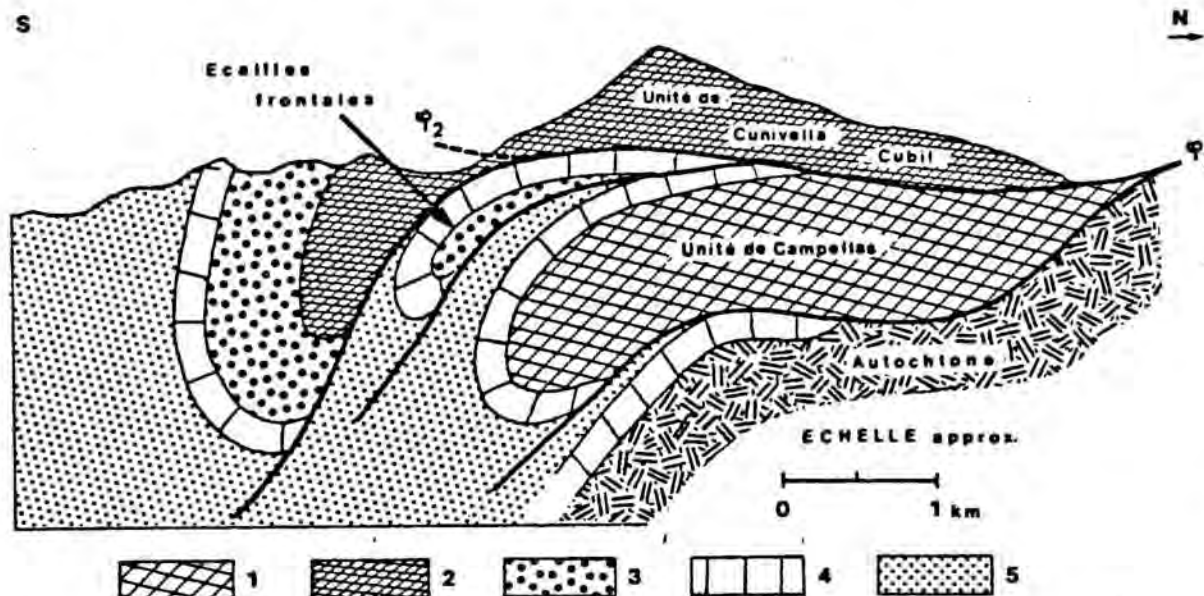
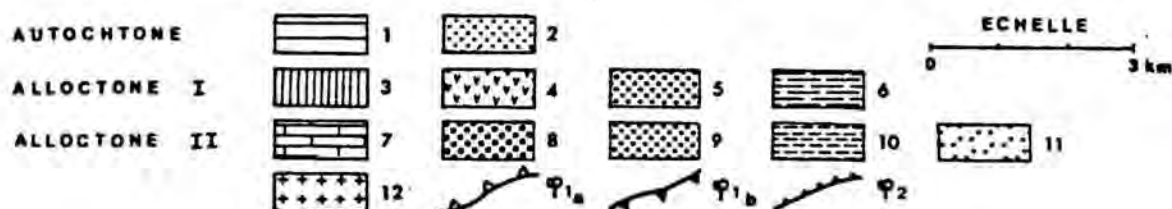
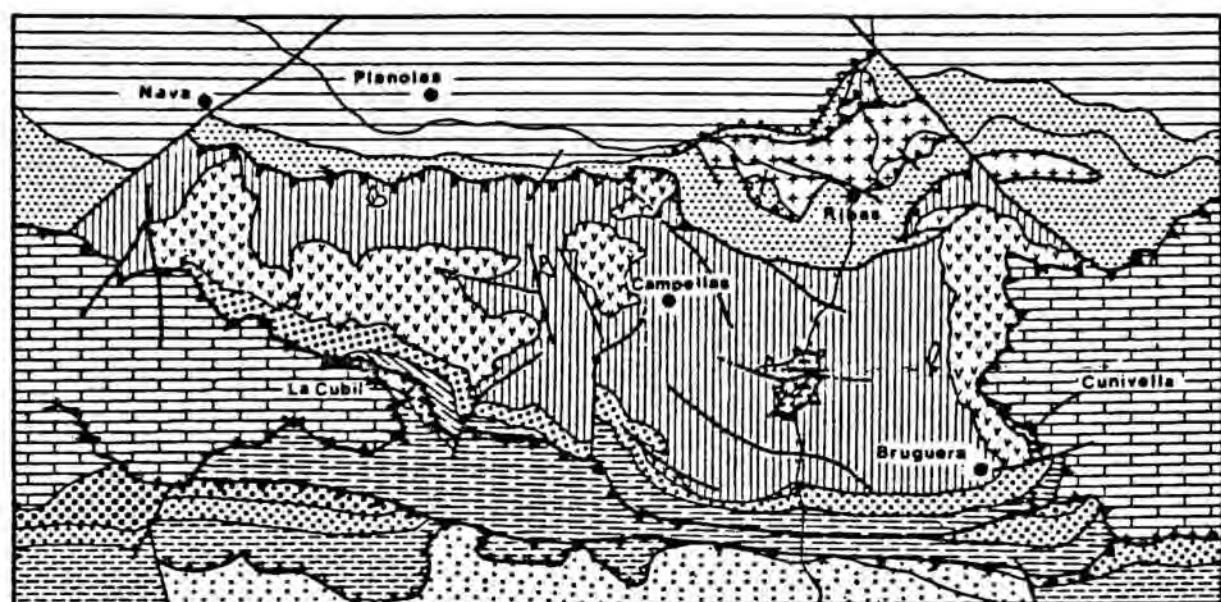


Figura 3.8. Esquema geològic de les unitats al·lòctones al sud de Ribes de Freser, segons Robert (1980). 1, Cambro-ordovicià; 2, Ordovicià superior; 3, Ordovicià superior en fàcies "Campelles" (unitat Bruguera); 4, vulcanisme estefano-permià; 5 i 9, Gerumnià detrític; 6 i 10, Garumnià carbonàtic; 7, Devono-dinantià; 8, gresos vermells de l'Estefano-permià; 11, Eocè; 12, granòfir de Ribes.

B) Tall esquemàtic de les unitats lliscades al sud de Ribes. 1, Ordovicià superior; 2, Devono-Dinantià; 3, Estefano-Permià; 4, Garumnià; 5, Eocè. Segons Robert (1980).

## 4. ELS MATERIALS POSTHERCINIANS

La litoestratigrafia de la zona estudiada es caracteritza per la quasi total absència de terrenys mesozoics en la cobertora. Els dipòsits postorogènics del cicle hercinià (Estefano-Permià) estan recoberts directament pels materials del trànsit Mesozoic-Cenozoic (Garumnià) i per una potent sèrie eocènica. Únicament, en el sector occidental, hi afloren uns conglomerats atribuïts al Cretaci superior.

En aquest apartat es descriuran breument les diferents unitats litoestratigràfiques posthercinianes que han estat cartografiades o representades en els talls. Es farà un especial èmfasi en aquelles unitats involucrades conjuntament amb els materials prehercinians en les làmines encavalcants de la vora sud de la zona axial. (Estefano-Permià i Garumnià).

### 4.1. ESTEFANO-PERMIÀ

Els materials estefano-permians presenten una distribució heterogènia al llarg de la zona estudiada. Les seves característiques varien fonamentalment en funció de les unitats estructurals. Com a norma general es pot



,afirmar que les unitats més al·lòctones (les més meridionals i superficials) presenten un Estefano-Permià constituït per una potent sèrie de capes vermelles (red beds) amb algunes intercalacions volcàniques. En aquestes unitats estructurals pertanyen els afloraments de Castellar de N'Hug-Montgrony i els de Surroca-Camprodon. Les unitats relativament més autòctones presenten un Estefano-Permià constituït quasi exclusivament per roques volcàniques. En aquestes unitats estructurals pertanyen els afloraments de Campelles i Bruguera.

A l'est del riu Ter els materials estefano-permians s'atasconen bruscament. L'aflorament més oriental d'Estefano-Permià de l'àrea estudiada i del Pirineu s'observa en una llentia encavalcant del dúplex de Rocabruna (fig. 4.2).




Tots aquests materials, juntament amb els nivells detrítics del Garumnià, havien estat considerats anteriorment (Ashauer, 1934; Fontboté, 1949) com pertanyents a una única unitat litoestratigràfica anomenada Permo-Trias. Després dels treballs més detallats realitzats en la zona estudiada (Vergely, 1970; Sàbat, 1982; Muñoz, 1982) els materials estefano-permians han estat àmpliament estudiats per Gisbert i Martí (Gisbert, 1981; Gisbert et. al, 1983; Gisbert, Martí, i Vaquer, 1984).

El resum que a continuació s'exposa es basat fonamentalment en els treballs d'aquests autors.

#### 4.1.1. LES UNITATS LITOSTRATIGRÀFIQUES DE L'ESTEFANO-PERMIÀ

Gisbert (1980) diferencia quatre unitats en la sèrie estefano-permiana del Pirineu oriental: Unitat Gris Unitat de Trànsit, Unitat Roja Inferior i Unitat Roja Superior (fig. 4.1).

La Unitat Gris és constituïda per materials detrítics i capes de carbó. A la seva base s'hi desenvolupen bretxes. Aquesta unitat manca en la zona estudiada (conca

	UNITATS LITOESTRATIGRÀFIQUES	TEMPS GEOLÒGIC	ROQUES VOLCÀNIQUES
CICLE SED. DISTENSIU	UNITAT FACIES BUNTSANDSTEIN  UFB 	TRIÀSIC  .....	
	UNITAT ROJA SUPERIOR URS 	PERMIÀ MITJA I SUPERIOR	← [Andesites i Basalts espilititzats de la Ermita de Sant Sal- vador (Serra del Ca- dí).
CICLE SEDIMENTARI COMPRESSIU	UNITAT ROJA INFERIOR URI	..... AUTUNIA  ..... 270 m.a. ....	← [Ignimbrites riolíti- ques de Campelles, Castellar de N'Hug i Gréixer.
	UNITAT DE TRANSIT UT 	Barreja de flora "Estefanià" i "Autunià"	← [Dacites de Camprodon Andesites de Campe- lles.
	UNITAT GRIS  UG	C  ESTEFANIA  B	← [Andesites de la Serra del Cadí.




 Continuïtat sedimentària  
 Paraconformitat  
 Discordança angular

Figura 4.1. Les unitats litoestratigràfiques de les molasses tardihercinianes, segons Gisbert et al. (1984).



(Castellar de N'Hug - Camprodon de Gisbert et al., 1983)

La Unitat de Trànsit és formada per una megaseqüència detrítica granodecreixent o granocreixent de colors variats, amb nivells tufítics i roques volcàniques interestratificades.

La Unitat de Trànsit és ben representada a l'est d'Ogassa on pot assolir una potència de 700 m. És en aquest indret on són presents la majoria de les litologies que tot seguit es descriuen (fig. 4.2).

La base de la Unitat de Trànsit és sempre constituïda per bretxes de característiques litològiques variables, depenent del substrat hercinià del qual provenen: bretxes amb còdols de quarsita a l'oest de Campelles, bretxes amb còdols de calcàries devonianes al Coll de Jou i bretxes gris fosques amb còdols de lidita a les mines d'Ogassa.

Damunt d'aquestes bretxes basals es desenvolupa una alternança de conglomerats o bretxes, gresos i lutites. Els conglomerats i els gresos tenen un color gris-marronós característic. Els seus còdols són poligènics i, de vegades, adquireixen un caràcter tufític. Les lutites presenten colors variats, entre els quals predominen el gris i el to vinós. Aquestes lutites poden ésser tufítiques i llavors presenten colors blanquinosos (donats per la caolinita) i halos esfèrics d'hematites. En aquests materials s'intercalen capes carbonoses i capes d'hulla que donaren lloc a les explotacions d'Ogassa.

A l'est d'Ogassa es troba interestratificat, en la Unitat de Trànsit, un conjunt de doms, colades i roques piroclàstiques de composició dacítica (fig.4.2) Les dacites presenten una textura porfídica molt marcada, amb fenocristalls de plagiòclasi sòdica, quars i minerals ferro magnèsics. Per sobre de les dacites es desenvolupa una alternança de conglomerats i gresos de colors vermells, grisos i verds, lutites vermelles i tufs. Aquestes fàcies són difícils de diferenciar dels materials de la Unitat Roja Inferior.

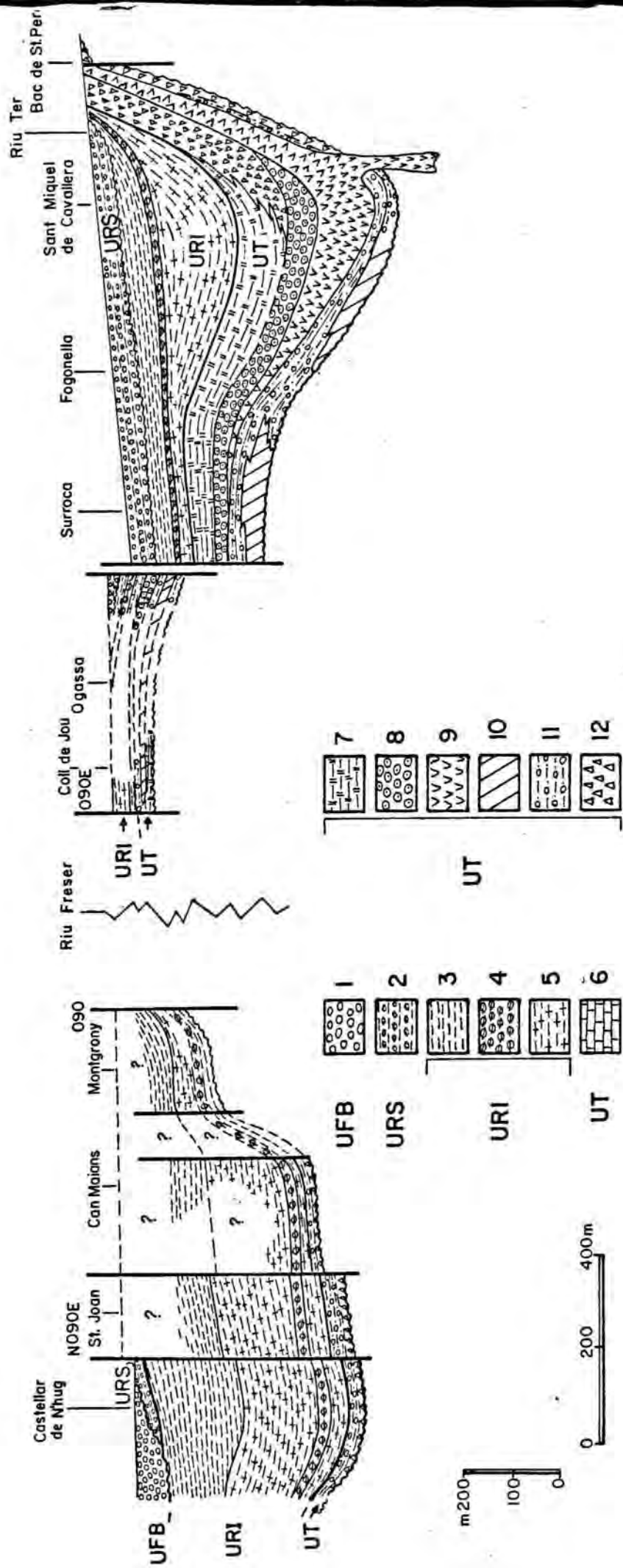


Figura 4.2. Les unitats litoestratigràfiques de l'Estefano-Permià i del Triàsic en les unitats estructurals més al·lòctones entre Castellar de N'Hug i el riu Ter. 1.- Lutites, gresos i conglomerats (fàcies Buntsandstein). 2.- Gresos, conglomerats i lutites vermelles amb nòduls i crostes carbonàtiques. 3.- Lutites vermells. 4.- Ignimbrites riolítiques. 5.- Microconglomerats, gresos, fanglomerats i lutites vermells i cinerites. 6.- calcàries anquerítiques. 7.- Lutites de colors variats i cinerites. 8.- Roques piroclàstiques dacítiques. 9.- Dacites. 10.- Lutites grises i carbó. 11.- Conglomerats, gresos i lutites de colors variats. 12.- Bretxes de colors variats. Figura de Gisbert et al (1984) modificada.

L'aflorament d'Estefano-Permian a l'oest de Coll de Jou (pista d'aquest Coll a Bruguera) és tot ell constituït per litologies de la Unitat de Trànsit. En aquest indret aflora, per sobre dels materials detrítics inferiors, una alternança de calcàries i lutites cinerítiques.

En el sector de Castellar de N'Hug la Unitat de Trànsit està poc representada (fig. 4.2). Es tracta d'una alternança de conglomerats bretxoides, gresos i lutites de color vinós amb nombroses intercalacions tufítiques i nivells de calcàries lacustres a la part alta de la unitat. La potència màxima és d'uns 100 m.

La Unitat Roja Inferior és constituïda per una alternança de conglomerats, gresos tufítics i lutites cinerítiques de color vermell. En aquesta sèrie, s'hi troben interestratificats nivells volcànics.

Gisbert (Gisbert et al., 1983) situa el límit inferior d'aquesta unitat en un nivell-guia de cristallitobes amb biotites ben visible entre el veïnat de Fogonella i el riu Ter.

En la part basal de la Unitat Roja Inferior pot observar-se un altre nivell guia constituït per ignimbrites riolítiques. Aquest nivell és present en la sèrie estefano-permiana de tot el Pirineu oriental. Correspon a un conjunt d'origen piroclàstic, d'una potència global aproximada de 30-35 m., en el qual s'intercalen nivells cinerítics de caiguda amb nivells ignimbrítics. El nivell més característic se situa a la base i correspon a una ignimbrita massissa 10-15 m de potència) molt silicificada i amb nombrosos fenocristalls de plagiòclasi sòdica i quars

Per sobre del nivell ignimbrític es desenvolupa una sèrie detrítica vermella molt tufítica organitzada en seqüències granodecreixents. Es tracta de seqüències de potència plurimètrica de conglomerats - gresos - lutites amb marcada geometria de paleocanal en els materials més grollers. A l'est d'Ogassa únicament n'afloren els trams basals. En el sector de Castellar de N'Hug aquesta sèrie és ben representada, i assoleix una potència de l'ordre

de 300 m (fig. 4.2).

Per sobre del tram detrític abans descrit es desenvolupa un potent conjunt lutític ( $\sim 400$  m), de color vermell amb nòduls i crostes carbonàtics que només és present en el sector de Castellar de N'Hug.

La Unitat Roja Superior es troba en discordança angular sobre la Unitat Roja Inferior i és formada per conglomerats, gresos i lutites vermells. Aquesta discordança és molt poc manifesta en l'àrea estudiada on té un caràcter de paraconformitat.

La Unitat Roja Superior es diferencia de la Unitat Roja Inferior per l'absència de nivells volcànics i pels còdols dels conglomerats que són fonamentalment de calcàries (en la Unitat Roja Inferior els còdols són poligènics).

Els materials d'aquesta unitat afloren principalment en el sector oriental (entre Ogassa i el riu Ter) on coexisteixen fàcies distals (predomini de lutites) i fàcies intermèdies-proximals (predomini de gresos i lutites). En les lutites del sostre hi ha nombroses rizoconcrecions i nòduls calcàris.

A Castellar de N'Hug, la Unitat Roja Superior és únicament representada per pocs metres de conglomerats i gresos. Aquesta unitat manca en la sèrie estefano permiana entre Castellar de N'Hug i Montgrony (fig 4.2).

#### 4.1.2. L'ESTEFANO-PERMIA VOLCÀNIC

L'Estefano-Permià de les unitats estructurals més autòctones és representat per un potent conjunt de roques volcàniques dintre del qual es poden diferenciar tres trams (Gisbert, et al, 1984):

El tram inferior és constituït per andesites basàltiques espilititzades, de color verd fosc que contenen



nombroses amígdals en els nivells inferiors. Aquest tram és únicament present a l'oest del riu Freser (afloraments de Nevà i Campelles). Puntualment poden haver-hi entre les andesites i els materials hercinians uns quants metres de bretxes heteromètriques, de color vinós.

El tram intermedi és de composició riódacítica. Consta de diverses seqüències ignimbrítiques amb intercalacions de bretxes piroclàstiques. Es caracteritza pel seu aspecte flamejat i per l'abundància de fragments lítics. Aquest tram constitueix la quasi totalitat de l'aflorament de Nevà i possiblement representa la base de la sèrie estefano-permiana al sector de Bruguera.

El tram superior és format per un paquet ignimbrític silicificat situat per sobre d'un nivell de bretxes piroclàstiques de 5m de potència. Aquestes ignimbrites es caracteritzen pel seu alt contingut en fragments pumítics i per la manca quasi total de fragments lítics. Estan fortament soldades i, en alguns trams, presenten un llistat mil·limètric que, ocasionalment, mostra plects de flux. Aquest tram és ben visible a Campelles i constitueix la quasi totalitat de l'aflorament d'Estefano-Permià volcànic a l'est del riu Freser.

Gisbert et al (1984) correlacionen el tram inferior i el tram intermedi amb la Unitat de Trànsit. Finalment, Gisbert et al. (1983) correlacionen les ignimbrites riolítiques de la Unitat Roja Inferior amb el tram superior d'ignimbrites de Campelles i Bruguera.

## 4.2. MESOZOIC

Els únics materials mesozoics que afloren són els nivells detrítics de Triàsic de fàcies Buntsandstein presents en el límit occidental de l'àrea estudiada i una capa de conglomerats atribuïts al Cretaci superior (Verge-

ly, 1970); Robert, 1980). Robert (1980) descriu, a més a més, un aflorament de bretxes juràssiques entre les ignimbrites estefano-permianes i els conglomerats garumnians a l'est de Campelles.

Els materials del Buntsandstein es desenvolupen, vers l'est del sector estudiat, en discordança angular sobre la unitat Roja Superior i la Unitat Roja Inferior. L'aflorament del sud de Castellar de N'Hug és el més oriental del Pirineu. El Buntsandstein presenta la seva fàcies característica constituïda per conglomerats quarsosos, gresos i lutites vermelles.

A l'oest del riu Freser, per sobre dels materials permians, es troba una potent capa (10-50m) de conglomerats quarsosos de color vermell i rosat. Aquest nivell ha estat atribuït a l'Albià - Santonià (Vergely, 1970) i pot correlacionar-se amb la formació Adraén de Hartevelt (1970). Si bé a la vall del Llobregat aquests conglomerats són fàcilment diferenciables dels conglomerats garumnians per la presència d'un nivell de calcàries cretàcies entre ambdós, en el sector estudiat aquestes calcàries no hi són presents, fet que fa difícil la diferenciació entre els dos tipus de conglomerats. Aquesta diferenciació esdevé impossible a l'est del riu Freser, on la sèrie garumniana comença amb un nivell poc potent de conglomerats quarsosos que tant podria representar la base de la primera seqüència granodecreixent del Garumnià com ésser una exígua representació de la Fm. Adraén.

### 4.3. GARUMNIÀ

El Garumnià és constituït per dipòsits continentals i lacustres que es troben, sense cap discordança angular, sobre les capes de l'Estefano-Permià o del Cretaci superior. Hi han estat diferenciades tres unitats litològi

ques. (fig. 4.3):

La unitat inferior és formada per una alternança de conglomerats, gresos i lutites de color vermell o rosat. Es tracta d'una megasequència granodecreixent, en detall constituïda per l'apilament successiu de seqüències grano-decreixents de rebliment de canals. Els conglomerats i gresos del Garumnià són formats, quasi exclusivament, per grans de quars de color blanquinós que els fa fàcilment diferenciables dels nivells detrítics de l'Estefano-Permià. En les lutites de la part superior d'aquesta unitat es poden trobar nòduls carbonàtics.

La unitat intermèdia és constituïda per una alternança de nivells mètrics de calcàries, calcàries lutítiques i lutites. Les calcàries són de color gris clar a blanquinós en superfície i gris fosc en fractura fresca. Les calcàries lutítiques prenen coloracions rosades i presenten gran quantitat de *Microcòdium*. Les lutites són de color vermell a vinós i contenen, en la part alta dels nivells, nòduls i crostes carbonàtics.

La unitat superior consta d'una potent barra de calcàries massisses (de 10 a 100 m) en el sector occidental de l'àrea estudiada (aproximadament a l'oest del meridià d'Ogassa) i de diverses barres de calcàries de potència deca mètrica en el sector oriental. En aquest darrer sector el trànsit entre les dues unitats carbonàtiques (intermèdia i superior) és progressiu.

En les unitats més meridionals (més al.lòctones) de la vall del Freser i en el sector oriental, les dues unitats carbonàtiques (intermèdia i superior) són de difícil diferenciació.

La potència del Garumnià és difícil de calcular amb una certa exactitud, ja que hom no pot tenir, en cap cas, la seguretat que no hi hagi repeticions litològiques causades per encavalcaments paral·lels a l'estratificació. Malgrat aquest fet, s'ha avaluat una potència que pot oscil·lar entre 150 i 350 metres.



## BRUGUERA

## H. MONTAGUT

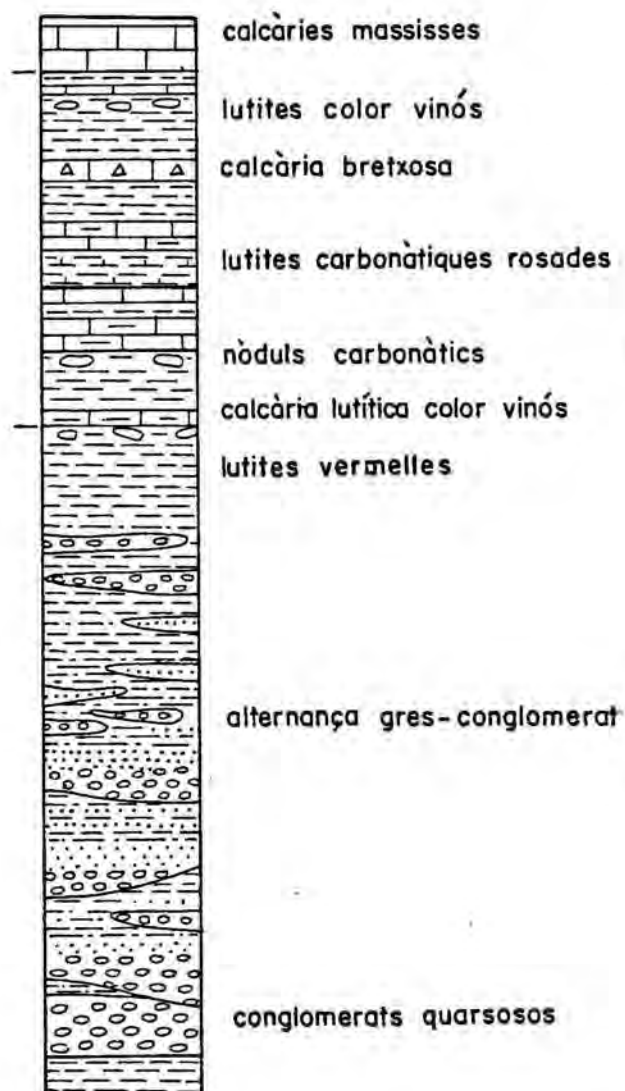
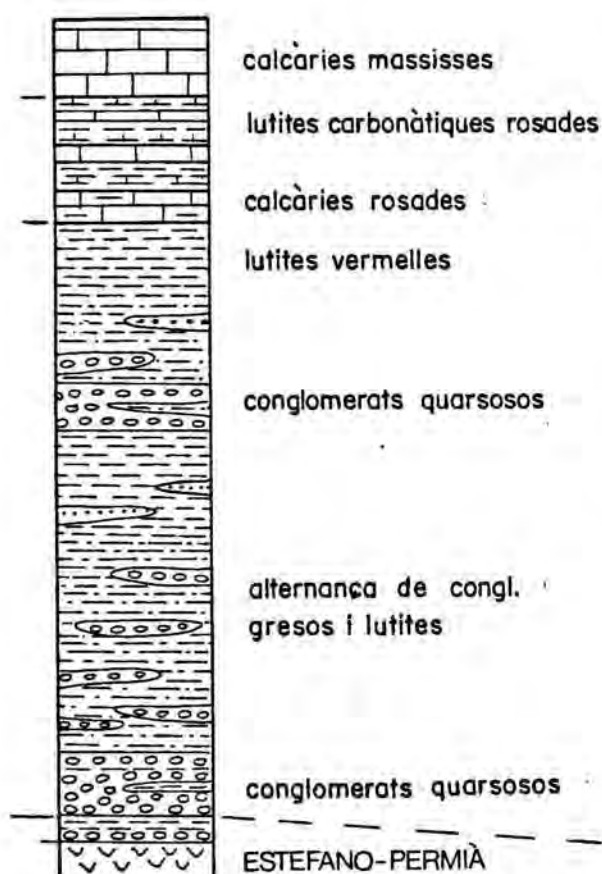


Figura 4.3. Sèries de Garumnià aixecades a la carretera de Ripoll a Ribes de Freser (Hotel Montagut) i a la pista de Bruguer a Coll de Jou.

#### 4.4. EOCÈ

Durant gran part de l'Eocè i part de l'Oligocè es desenvolupa, en el front sud-pirinenc, una conca d'avantpaís (foreland basin).

Com a resultat de la interacció entre els esdeveniments tectònics i els processos sedimentaris té lloc la formació d'una àmplia varietat de dipòsits amb canvis bruscs de fàcies. La conca d'avantpaís sud-pirinenca evoluciona en el temps d'una sedimentació marina, (plataforma i conca profunda) a una sedimentació continental (materials provinents del desmantellament de les làmines encavalcants). Previament als primers dipòsits fluvials té lloc un aprofundiment de la conca com a resposta de l'emplaçament dels primers mantells (càrrega i subsidència associades).

Són nombrosos els estudis estratigràfics de l'Eocè duts a terme en el Pirineu meridional - oriental (Gich, 1969-72; Busquets, 1981; Krom, 1968). Aquests treballs han donat lloc a una excessiva proliferació de formacions d'àmbit local que dificulten la comprensió de la dinàmica de la conca d'avantpaís sud-pirinenca.

Recentment, Puigdefàbregas (Puigdefàbregas i Soler, 1980; Puigdefàbregas i Souquet, en premsa) ha proposat una evolució global de la conca sud-pirinenca, i l'ha dividit en cicles sedimentaris de significació paleogeogràfica i tectònica. Aquest autor distingeix cinc cicles sedimentaris en la conca eocènica. Aquests cicles es poden reconèixer tant en les diferents làmines encavalcants sud-pirinenques com en la Conca de l'Ebre.

Tot seguit es descriuran els materials dels cicles sedimentaris eocènics presents en les unitats estructurals sud-pirinenques, segons l'esquema de Puigdefàbregas i Souquet (en premsa) (fig. 4.4).

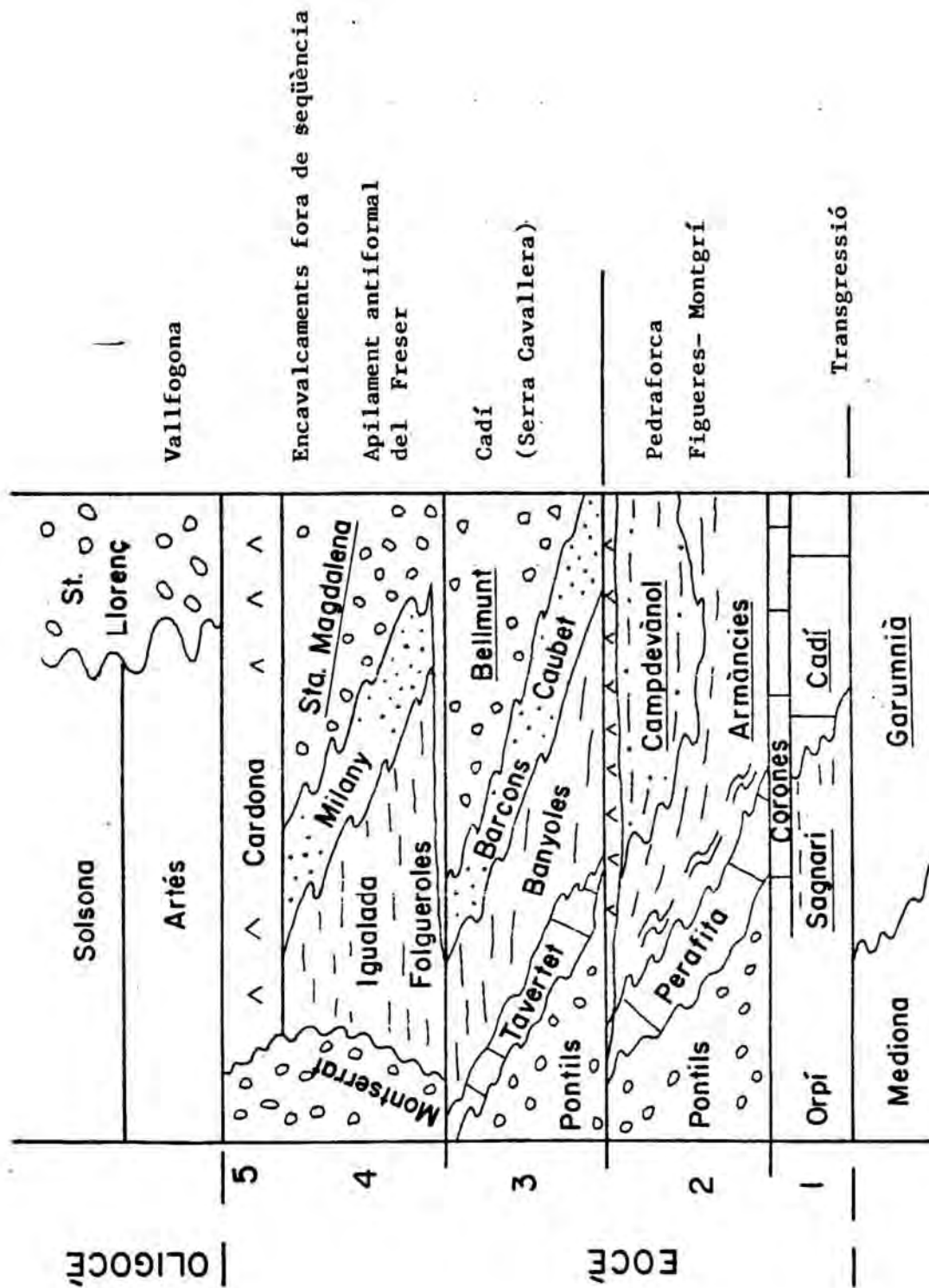


Figura 4.4. Els cicles sedimentaris de l'Eocè, segons Puigdefàbregas i Souquet (en premsa), modificat. S'han subratllat les formacions presents en les làmines encavalcants sud-pirinenques (unitat del Cadí); les altres corresponen a la sèrie eocena de l'avantpaís (conca de l'Ebre).

Cicle 1.- Es constituït per fàcies de plataforma. Representa una transgressió generalitzada a la base de l'Eocè. Al sector estudiat, correspon a dues formacions: Fm. Sagnari i Fm. Corones (Gich, 1969). La Fm. Sagnari consta d'una potent sèrie de margues (300-400 m) en la qual s'intercalen nivells més carbonàtics amb nummulits. Cap a l'oest (Serra del Cadí) la Fm. Sagnari és substituïda per les calcàries amb alveolines de la Fm. Cadí (Mey et al, 1968). Aquestes calcàries són també presents a la Garrotxa (Fm. Penya d'Estevez, 1973). La Fm. Corones es troba tant per sobre de la Fm. Sagnari com de la Fm. Cadí. Es formada per dues unitats de calcàries amb una unitat de gresos vermells interestratificada i una potència d'uns 250 m (fig. 4.5).

Cicle 2.- Es representat per fàcies de conca profunda. Es diferencien fonamentalment tres formacions que, de base a sostre, són: Fm. Armànies, Fm. Campdevàrol i guixos de Beuda, (figs. 4.4 i 4.5). La Fm. Armànies (Gich, 1969) correspon a dipòsits de talús i és constituïda per una alternança de margues i calcàries noduloses. En aquesta formació s'intercalen capes de megaturbidites amb posició estratigràfica i significació equivalents a les observades a la conca de Jaca (Soler i Puigdefàbregas, 1970; Seguret, et al. 1984). La Fm. Campdevàrol (Gich, 1972) consisteix en una potent sèrie turbidítica (500 m) ben representada a ambdós flancs del sinclinal de Ripoll. La sedimentació marina profunda, característica del segon cicle, finalitza amb una crisi salina, durant la qual se sedimenten els guixos de Beuda.

Cicle 3.- Durant aquest cicle s'instal·la sobre els primers mantells de corriments ja emplaçats (Pedraforca, Figueres-Montgrí) un sistema fluvial prograsant cap al sud, amb predomini de materials terrígens, dipositats en ambients fluvials i marins restringits. (Cicle de regressió deltàica) . Les fàcies predominants són detrítiques de color vermell. S'han diferenciat dues formacions en aquest

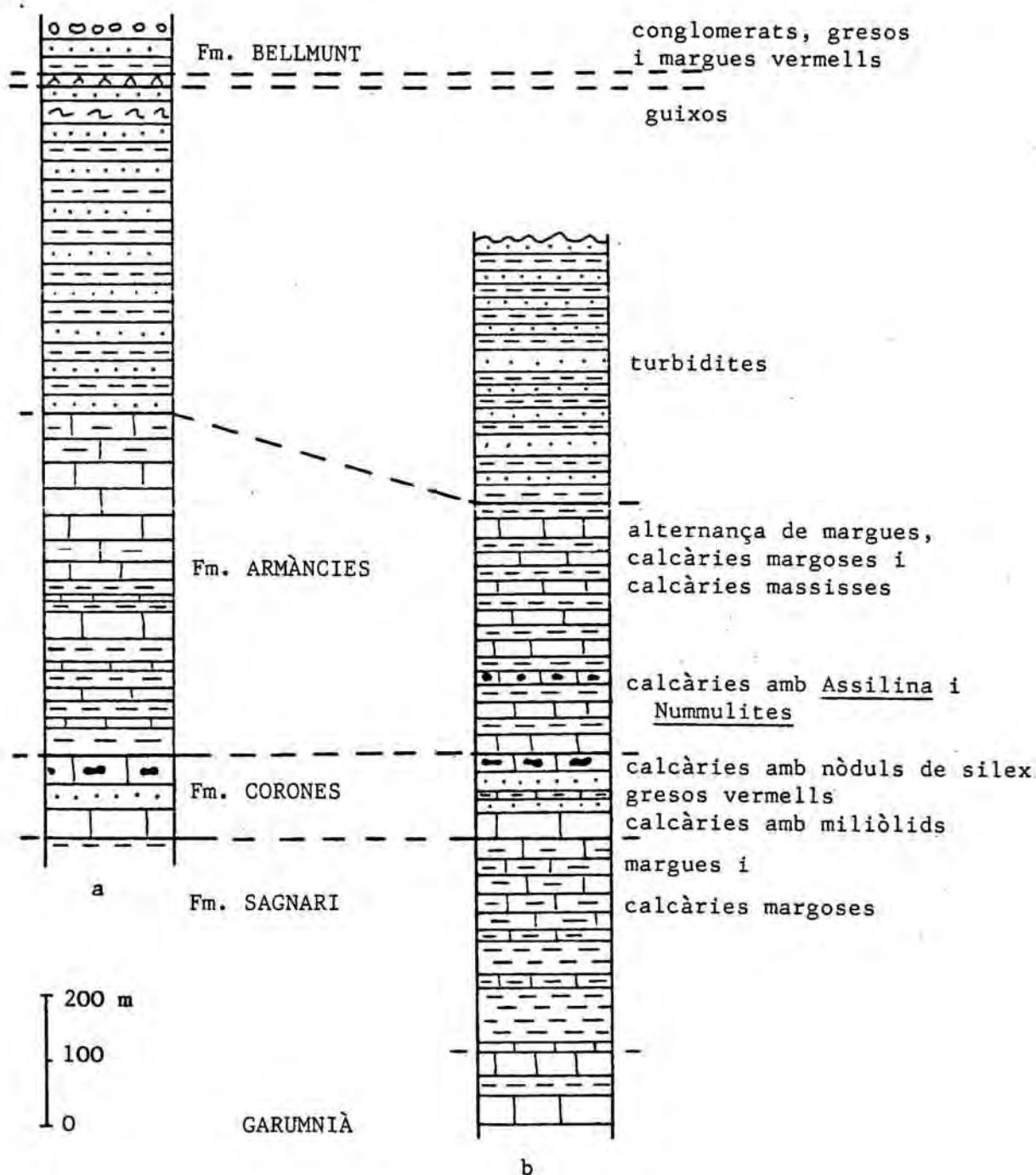


Figura 4.5. Sèries de l'Eocè al meridià de Ripoll (a) i al sud de Surroca (b). Segons Gich (1972), simplificat.

cicle: La Fm. Caubet, a la base, constituïda per limolites i gresos grisos (barres sorrenques) i la Fm. Bellmunt (Gich, 1972) formada per una alternança de lutites, gresos i conglomerats de colors vermells.

Cicle 4.- Amb característiques similars a les del cicle anterior, és representat per un altre sistema fluvio-deltaic, progradant cap al sud, que s'instal·la sobre l'anterior amb desplaçament del depocentre. Els materials del cicle 4 es diferencien dels del cicle anterior per la presència de clasts de granit, especialment visibles en els conglomerats vermells de la Fm. Sta. Magdalena (Gich, 1972) i per gresos arcòsics.

Cicle 5.- Dins encara de la conca eocènica, pot diferenciar-se un altre cicle sedimentari únicament representat en la Depressió de l'Ebre per les evaporites de Cardona (fig. 4.4).



## 5. ESTRUCTURA ALPINA A LA VORA SUD DE LA ZONA AXIAL

### 5.1. INTRODUCCIÓ

La cartografia geològica realitzada demostra que una gran quantitat d'encavalcaments afecten els materials del sòcol hercinià i els de la cobertora. Aquests encavalcaments són especialment visibles en les capes del Garumnià i de l'Estefano-Permià, on donen lloc a nombroses repeticions dels diferents nivells litològics. També causen l'apilament d'unitats de sòcol i llur superposició damunt dels materials de la cobertora.

L'estil tectònic de l'àrea estudiada ve determinat fonamentalment pels encavalcaments i estructures associades. Els plecs són, gairebé sempre, concèntrics i s'observen superfícies de clivatge desigualment representades. Aquestes estructures constitueixen l'associació característica dels cinyells d'envalcaments. La descripció i interpretació de les seves relacions tant cronològiques com genètiques, constituirà uns dels principals objectius - d'aquest capítol.

En el sector estudiat, és evident que el sòcol hercinià és involucrat en les estructures alpines conjuntament amb els materials posthercinians. Aquest fet contrasta amb el cas general de la zona axial pirinenca, on no és



fàcil de destriar quines estructures són alpines i quines són hercinianes.

En l'àrea estudiada, si bé els encavalcaments que limiten les diferents unitats del sòcol hercinià són alpins (demostrat fonamentalment per la presència en els contactes de petites llenties encavalcants de materials posthercinians), les estructures, dins de les unitats de sòcol, són difícils d'atribuir a una o altra orogènia. Aquesta dificultat es posa de manifest en les unitats de Paleozoic superior. Així, per exemple, les lutites silurianes constitueixen un excel·lent nivell de desenganxament i el seu aflorament sol indicar l'existència de fractures. Sovint és difícil o impossible d'esbrinar si un determinat encavalcament és alpi, hercinià o hercinià rejugat durant el cicle alpi, donat que el Silurià ha actuat com a nivell de desenganxament tant a l'orogènia herciniana com a l'alpina. Aquest capítol versarà sobre la relació estructural entre les unitats de sòcol i llur relació amb les unitats de cobertura. L'estructura interna de les unitats de sòcol s'analitzarà principalment en el capítol d'estructura herciniana.

Abans d'interpretar l'estructura alpina s'han tingut en compte els processos de tectònica de vessant (colades, masses rocoses despreses, acumulacions de blocs....). Tot i que les estructures que en resulten no han estat, en general, representades als esquemes tectònics, en certs indrets poden tenir una àmplia representació i arribar a emascarar les estructures alpines. Vegeu els treballs de Sàbat (1982) i Muñoz (1982) per a una informació més àmplia sobre el tema.

Les estructures es descriuran, a grans trets, d'oest a est. S'han diferenciat tres sectors per tal de facilitar la descripció: sector occidental, entre els meridians de Castellar de N'Hug i Ogassa, sector central, entre el meridià d'Ogassa i el riu Ter i sector oriental, entre aquest riu i la frontera franco-espanyola (fig. 5.1).

En tot moment el text i les figures estan complementats amb el mapa i amb els talls geològics generals

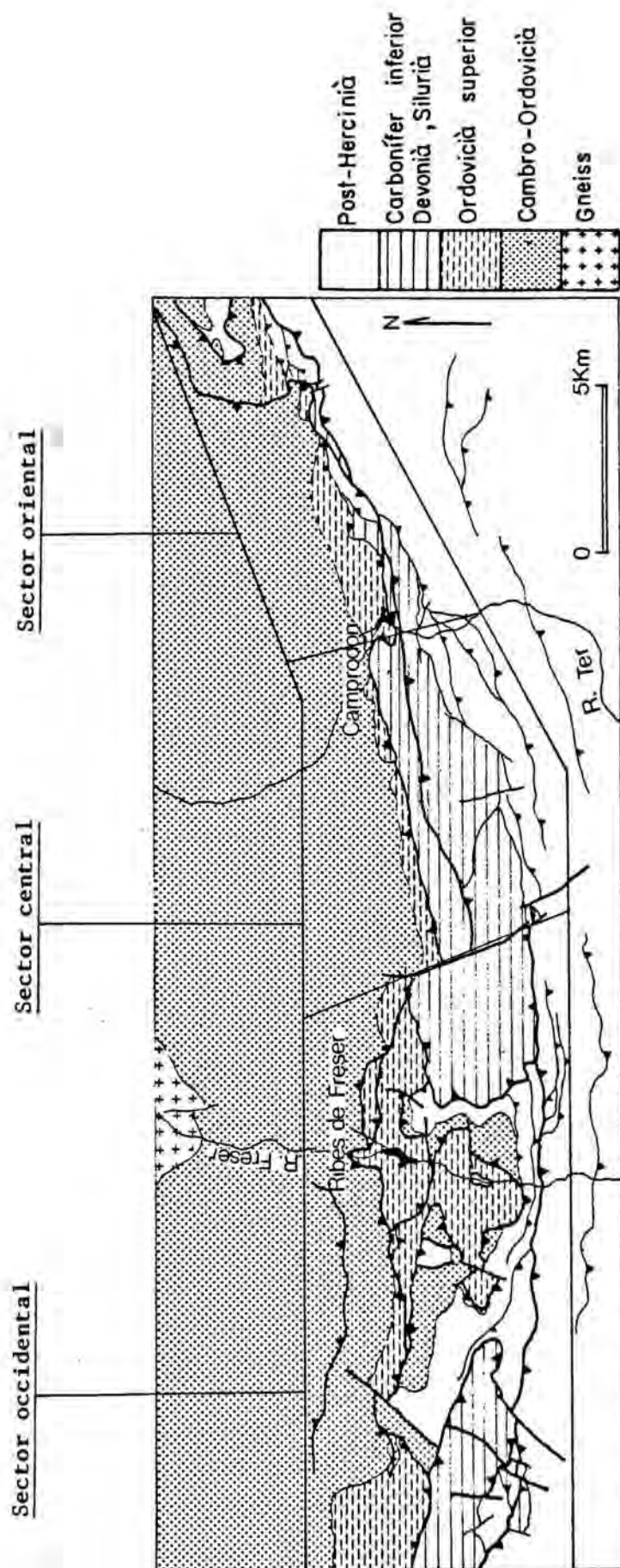


Figura 5.1. Sectors en els que s'ha subdividit l'àrea estudiada per a la descripció de les estructures alpines.

inclosos en la present memòria.

## 5.2. ESTRUCTURA DEL SECTOR OCCIDENTAL

El sector occidental és el que presenta la major complicació estructural de tota l'àrea estudiada. En detall poden observar-s'hi gran quantitat de làmines i llenties encavalcants, tant de sòcol hercinià com de cobertora.

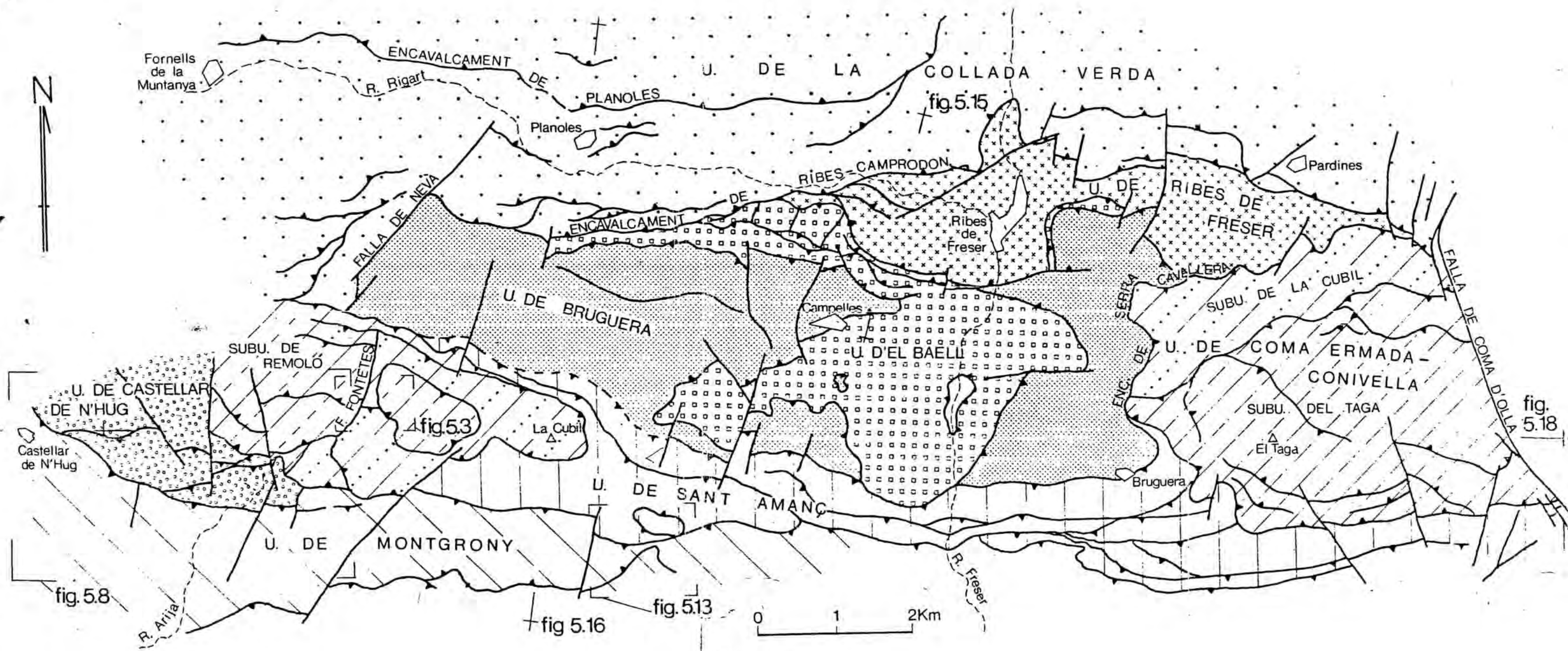
### 5.2.1. UNITATS ESTRUCTURALS

Les làmines encavalcants cartografiades s'han agrupat en unitats estructurals, les quals es descriuran per ordre, de les estructuralment superior a les inferiors (fig. 5.2).

#### Unitat de Coma Ermada - Conivella

Es constituïda per nombroses làmines encavalcants de Paleozoic superior. Es troba topogràficament i estructuralment per sobre de les altres unitats tectòniques. Consta quasi exclusivament de materials del Silurià, Devonian i Carbonífer prehercinià. Únicament s'observen roques posthercinianes (estefano-permianes), a l'oest al sud del Taga; en aquest cas el seu aflorament és associat a encavalcaments.

L'encavalcament inferior d'aquesta unitat cabussa pocs graus cap al nord a tot arreu excepte a l'oest de la falla de Mataplana i a les proximitats de la falla de la Coma d'Olla, on ho fa cap al S. La unitat de Coma Ermada-Conivella es troba gairebé sempre per sobre de materials posthercinians (garumnians i stefano-permians), fet que, juntament amb la seva amplada cartogràfica, demostra una





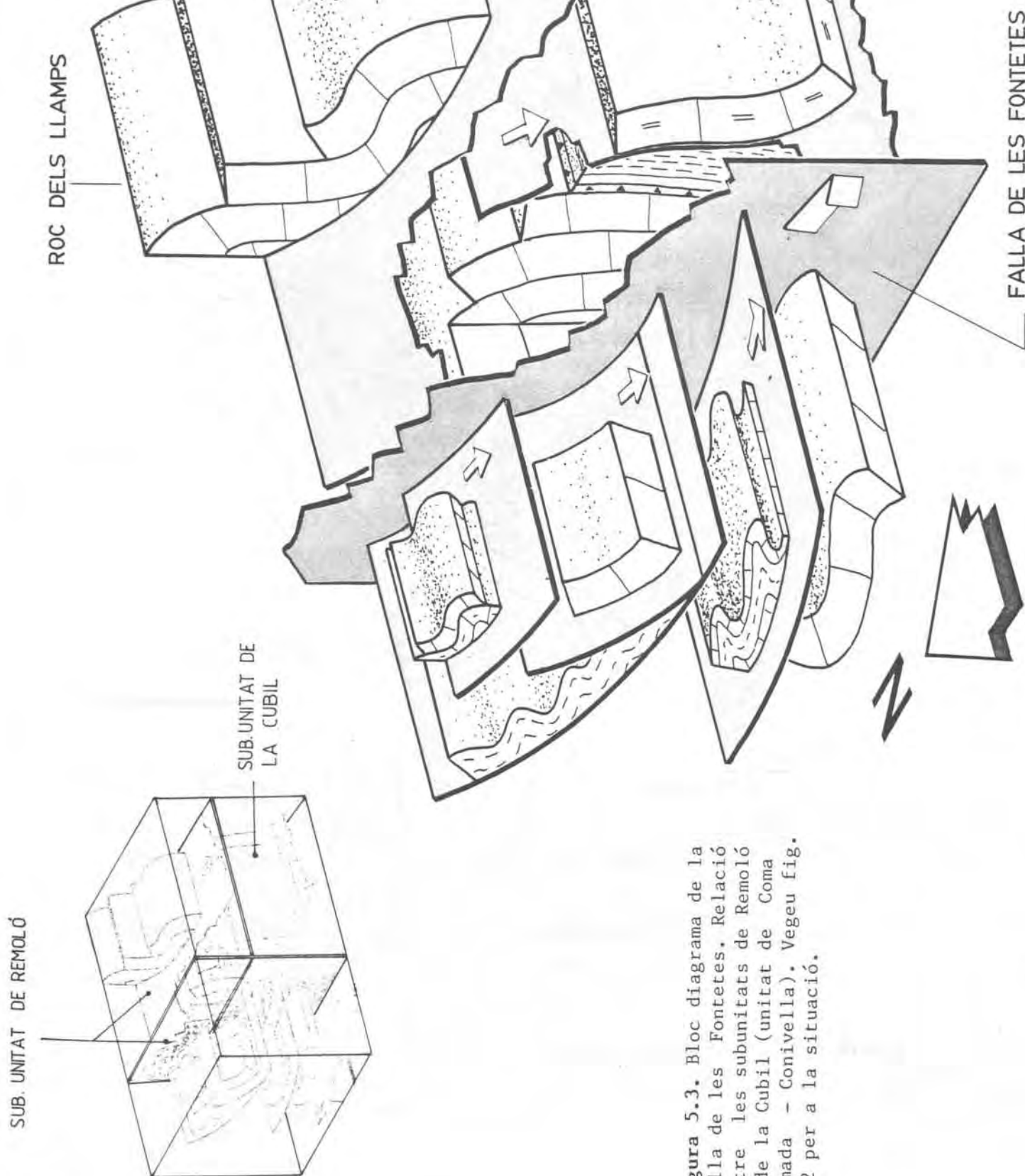


Figura 5.3. Bloc diagrama de la falla de les Fontetes. Relació entre les subunitats de Remoló i de la Cubil (unitat de Coma Ermada - Conivella). Vegeu fig. 5.2 per a la situació.

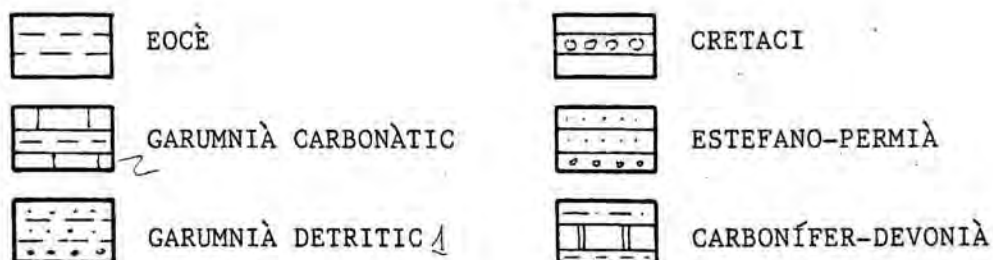
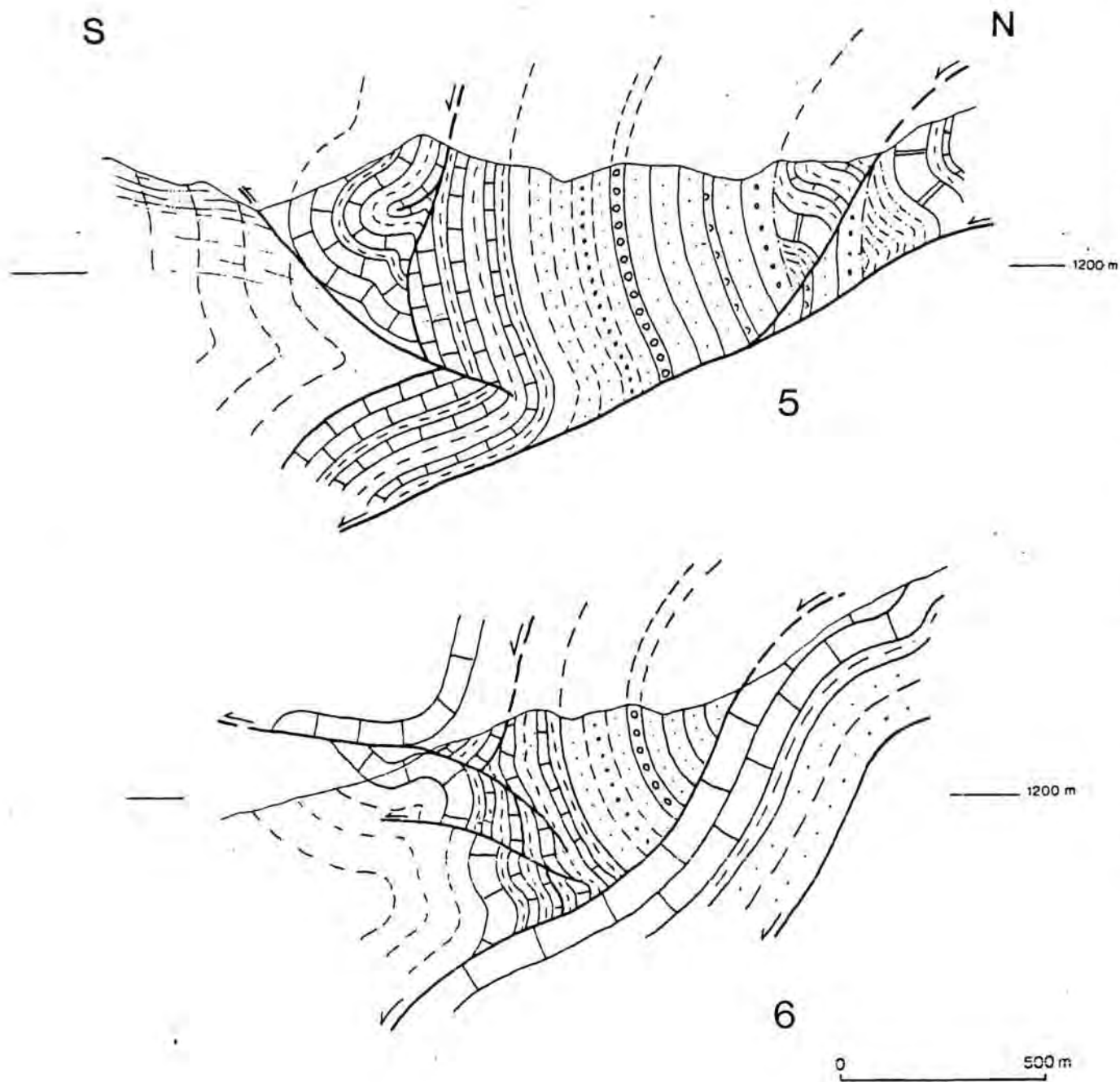
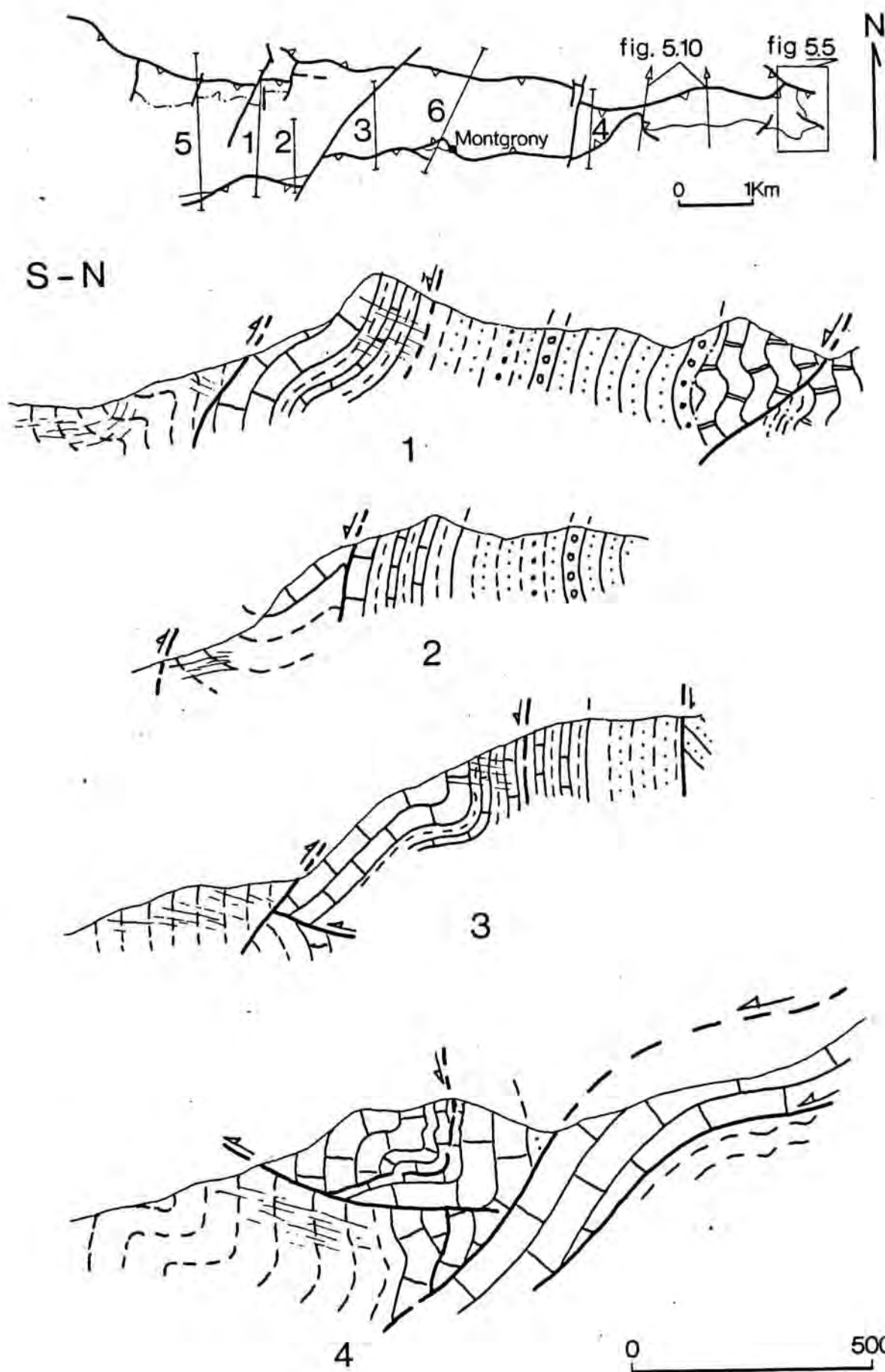


Figura 5.4. Talls de la unitat de Montgrony.





al.loctonia d'ordre pluriquilomètric.

En aquesta unitat poden observar-se en detall nombrosos encavalcaments secundaris que cabussen majoritàriament cap al sud. Alguns són prou importants i separen làmines encavalcants amb sèries devonianes diferents. En funció de les característiques litològiques del Devonianà s'han diferenciat tres grans subunitats: Subunitat de Remoló, subunitat del Taga i subunitat de La Cubil. La darrera subunitat és la inferior i el seu aflorament queda limitat per les fallas de Coma d'Olla, a l'est i de les Fontetes, a l'oest (fig. 5.3). Ambdues són alpines ja que tallen encavalcaments alpins. Més enllà d'aquestes falles els materials devonians tenen característiques similars a les de les altres dues subunitats (del Taga i del Remoló).

### Unitat de Montgrony

Constituïda fonamentalment per materials de la cobertora (estefano-permians i garumnians). Es caracteritza per presentar una sèrie estefano-permiana on predominen els materials detrítics vermells (vegeu apartat 4.1). Únicament a l'oest de les falles de Can Maïans afloren terrenys del Devonianà i Carbonífer prehercinià en discordança per sota de les capes estefano-permianes (fig. 5.2).

La unitat de Montgrony és limitada al nord per un encavalcament amb fort cabussament cap al sud (entre 40° i 80° aproximadament). Aquest se situa a sobre de les calcàries garumnianes, a l'est de la falla de Mataplana i entre materials devonians i estefano-permians a l'oest de les falles de Can Maïans (fig. 5.4). El sector comprès entre aquestes falles alhora davall dels terrenys devonians i carbonífers de la unitat de la Cubil. L'encavalcament inferior de la unitat de Montgrony, a l'extrem oriental, està plegat en un anticlinal de rampa d'un altre encavalcament situat més ensota (fig. 5.5).

Malgrat que les formacions de Sagnari i Corones formen part de la unitat de Montgrony, no han estat carto-

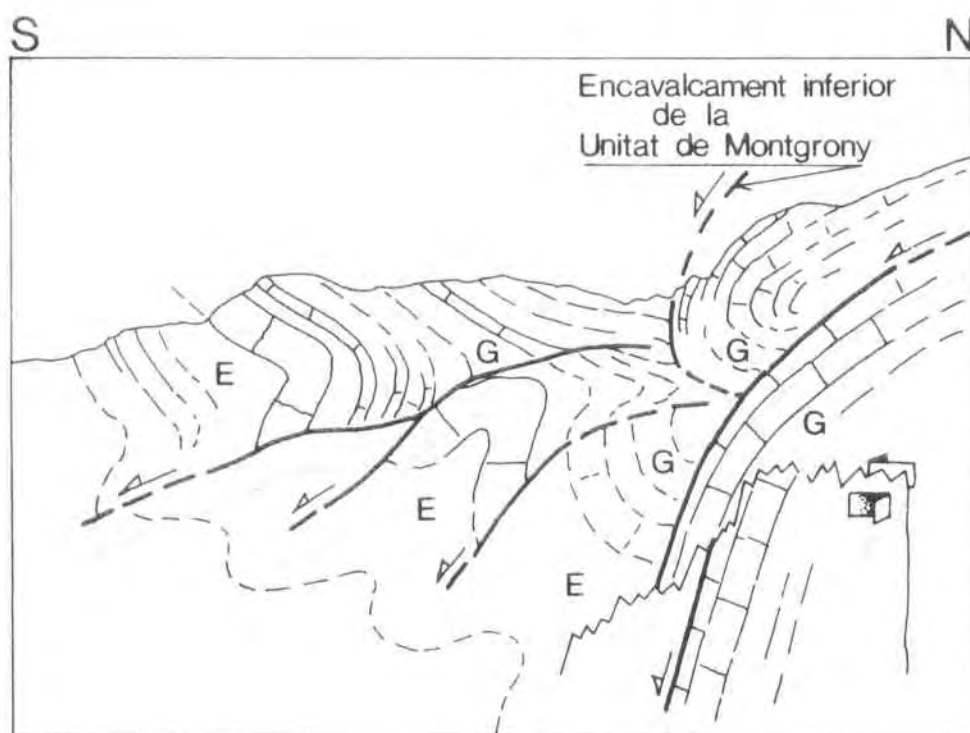


Figura 5.5. Estructura al vessant oest de la vall del Freser. Observeu els sinclinals de bloc superior i els encavalcaments out-of-the-syncline en la unitat de Montgrony. E, Eocè; G, Garumnià.

grafiades. Així doncs, el límit meridional de la unitat s'ha situat arbitràriament en el contacte entre les calcàries garumnianes i les margues de l'Eocè. Per bé que a grans trets es pot considerar que aquest contacte és estratigràfic, en detall s'hi poden observar encavalcaments i retroencavalcaments (figs 5.4 i 5.5).

L'estructura interna de la unitat de Montgrony és certament complicada i ha estat motiu, en el passat, de nombroses interpretacions (fig. 3.2).

Al nord s'hi distingeix un conjunt de capes verticals formades per materials d'edats compreses entre l'Estefano-Permià i el Garumnià. Aquestes capes cabussen fortament cap al sud a l'extrem occidental de la unitat de Montgrony i s'inverteixen fins a cabussar pocs graus cap al nord a l'extrem oriental, on formen part d'una rampa de bloc superior (figs. 5.5 i 5.10).

En la vora meridional de la unitat de Montgrony poden observar-se plecs hectomètrics i encavalcaments que únicament afecten les calcàries superiors del Garumnià i les margues de l'Eocè. Aquestes estructures són força complexes; així per exemple, poden observar-se plecs amb flancs normals directament per sobre de flancs capgirats (Montgrony, tall 6, fig. 5.4), o xarneres de plecs apilades d'una forma aparentment caòtica (tall 4, fig. 5.4).

L'estructura observada en el pic de la Berruga, (fig. 5.5) al marge dret del riu Freser, suggereix una interpretació de l'estructura de la unitat de Montgrony. En aquest indret, al davant d'un anticlinal de rampa, poden observar-se sinclinals tallats per encavalcaments, desenvolupats, exclusivament al bloc superior (out-of-the-syncline thrusts).

A partir d'aquesta observació i dels talls realitzats, s'ha interpretat que la unitat de Montgrony constitueix un anticlinal de rampa. El sinclinal de bloc superior desenvolupat al davant (cap a l'avantpaís) d'aquest anticlinal és constituït per diversos plecs d'ordre inferior tallats per encavalcaments out-of-syncline. Davant

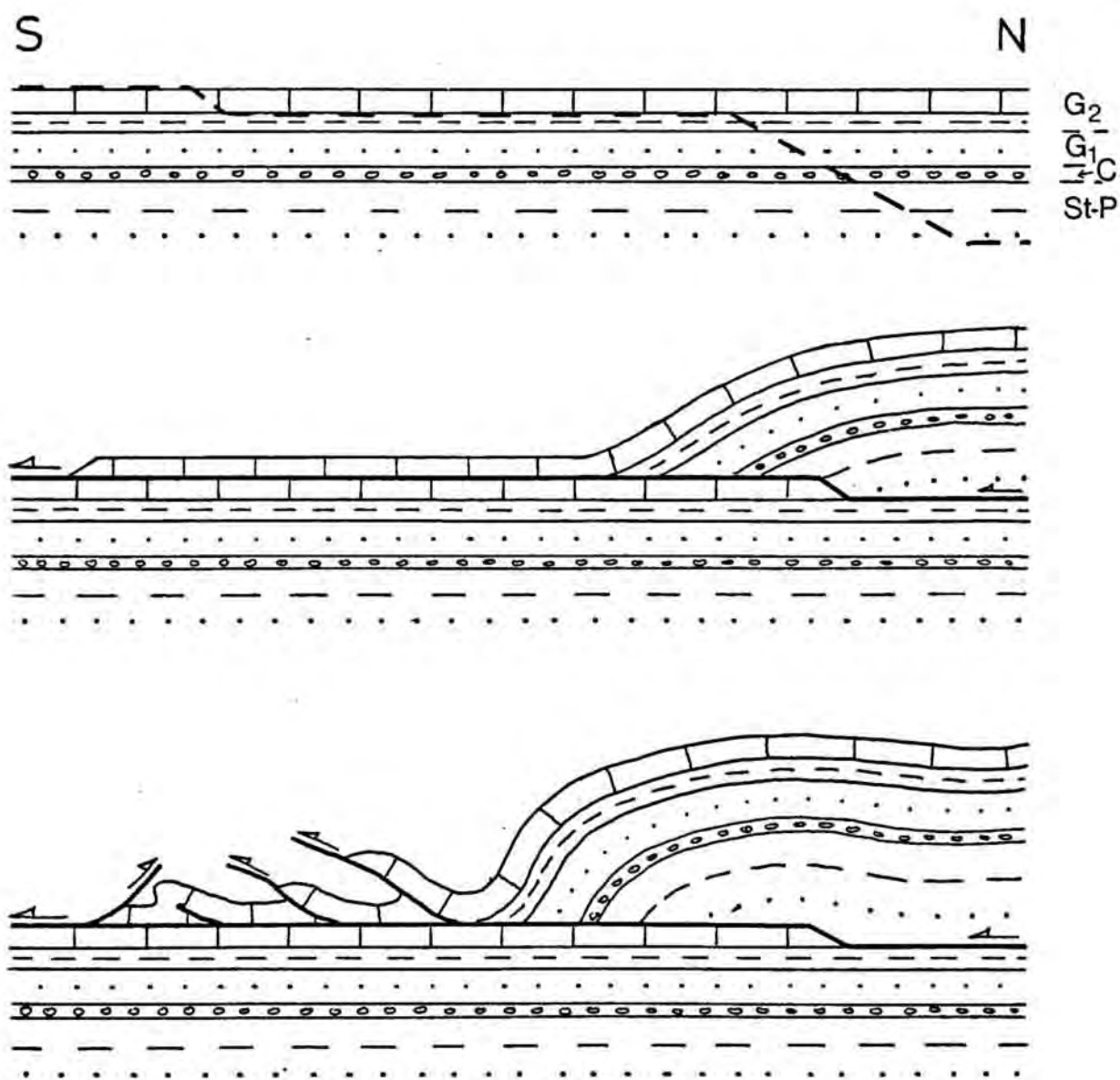
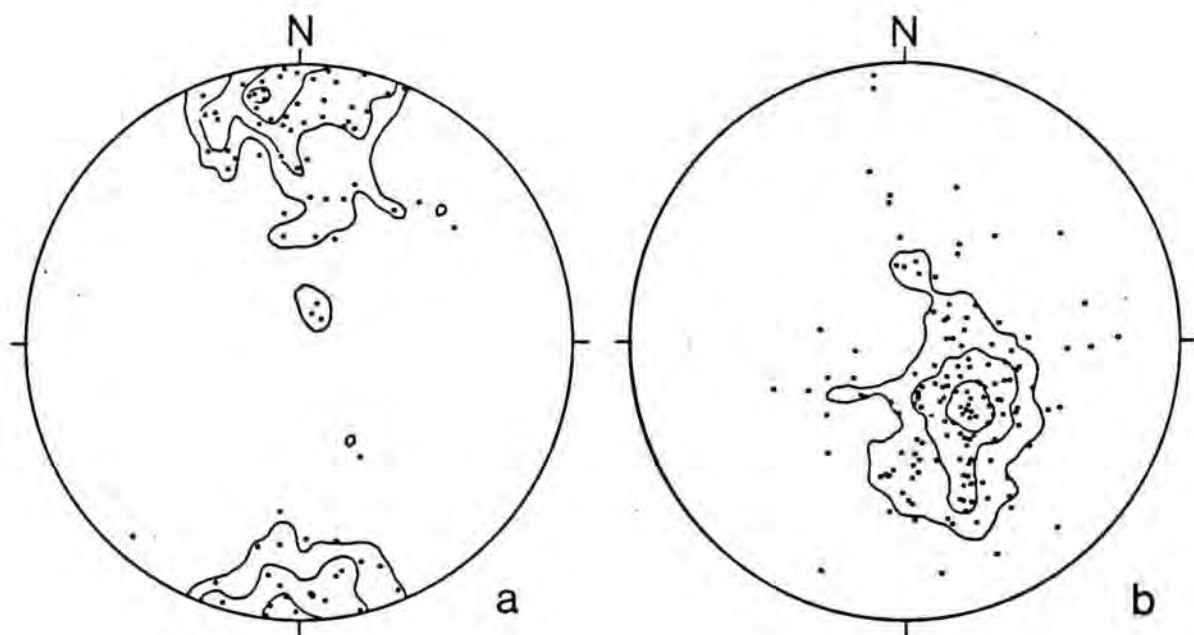


Figura 5.6. Esquema interpretatiu de l'estructura de la unitat de Montgrony abans del seu plegament i verticalització.



**Figura 5.7.** Estereogrames de la unitat de Montgrony. a) contorns de densitats (2, 4.5, 8 i 10%) de 90 pols d'estratificació. b) contorns de densitats (2.5, 6.5 i 12%) de 154 pols de clivatge.



d'aquests plecs es desenvolupen, localment, retroencavalcaments (fig. 5.6).

Els materials de la unitat de Montgrony presenten un clivatge ben desenvolupat en les calcàries margoses del Garumnià. Aquest clivatge, és, al detall, deformat per diverses estructures que es descriuran més endavant. Forma un angle de 90° amb l'estratificació (compareu els màxims dels pols d'estratificació i de clivatge als estereogrames de la fig. 5.7). Cal remarcar que la direcció predominant del clivatge és NE-SW, mentre que la direcció de l'estratificació i dels plecs és E-W (fig. 5.7). Sembla doncs, poc probable que el plegament de l'estratificació i la formació del clivatge estiguin associats.

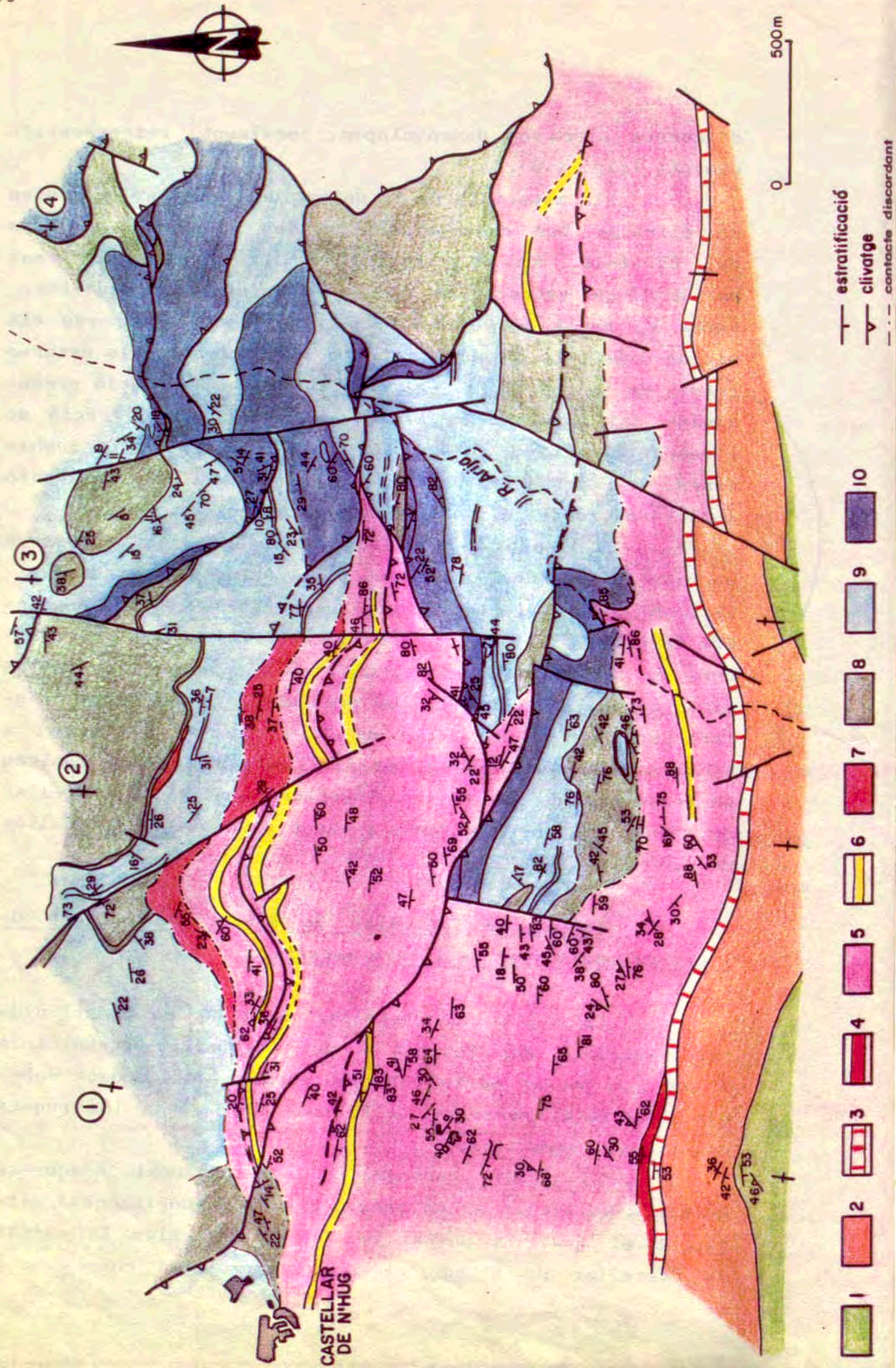
A l'oest de les falles de Can Maians s'observa un canvi estructural important, posat principalment de manifest en les unitats estructurals inferiors. Tot i que aquestes fractures limiten a l'est els materials devono-carbonífers de la unitat de Montgrony, no afecten les calcàries garumnianes. L'estructura que presenten els materials estefano-permians i del sòcol de la unitat de Montgrony, a l'oest d'aquestes falles, és similar a la de les làmines encavalcants de la unitat inferior (unitat de Castellar de N'Hug), estructura només present a l'oest de les falles de Can Maians.

#### Unitat de Castellar de N'Hug L'estructura de l'extrem occidental de l'àrea estudiada.

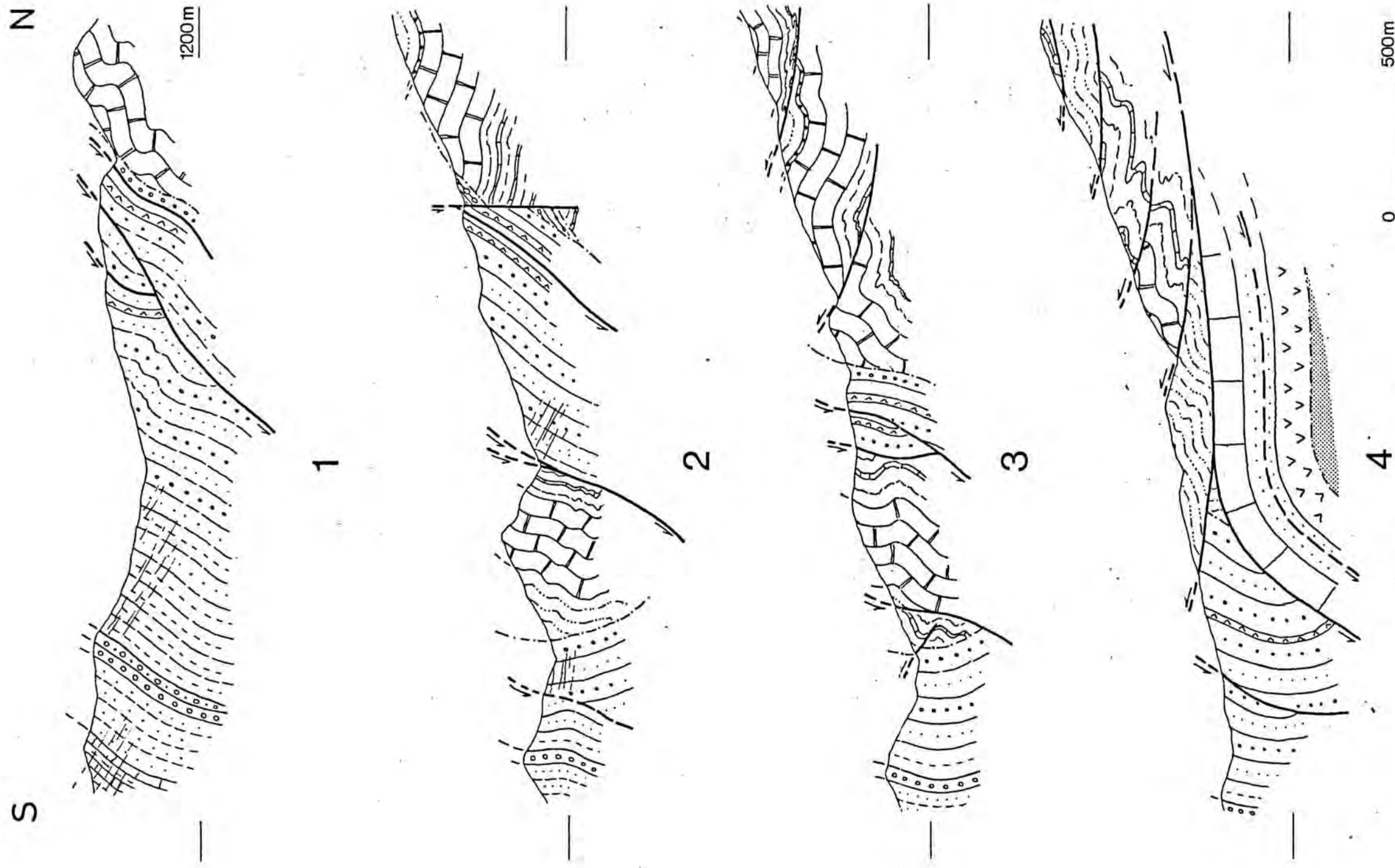
La unitat de Castellar de N'Hug és constituïda per materials del Devonià i del Carbonífer prehercinià i per una potent sèrie estefano-permiana discordant sobre els materials anteriors, en la qual predominen les roques detrítiques vermelles.

El límit cartogràfic septentrional d'aquesta unitat s'ha situat en un encavalcament subhoritzontal, mitjançant el qual la unitat de Remoló encavalca la unitat de Castellar de N'Hug. El límit meridional correspon a









#### ESTEFANO-PERMIA

1	GARUMNIA	4	Unitat Roja Superior	8	CARBONÍFER PREH.
2		5	Unitat Roja Inferior	9	D <sub>4</sub> DEVONIA
3	CRETACI	6	ignimbrites	10	D <sub>3</sub>
		7	Unitat de Trànsit		CAMBRO-ORDOVICIA
			Vulcanites		

Figura 5.8 Detall cartogràfic i talls de l'extrem occidental de l'àrea estudiada. Vegeu fig. 5.2 per a la situació.

l'encavalcament inferior de la unitat de Montgrony. De fet, la unitat de Castellar de N'Hug presenta uns límits poc evidents amb les altres dues unitats citades. Així, és en principi lògic tractar conjuntament l'estructura a l'oest de les falles de Can Maians. Aquest sector té un interès especial donat que és la zona intermèdia entre les estructures de la vall del Freser, on predominen els encavalcaments als materials de la cobertora, i l'estructura aparentment simple i monoclinal que s'observa més a l'oest (Serra del Cadí), on fins ara no han estat descrits encavalcaments que afectin la sèrie postherciniana. Amb aquests fets es planteja una qüestió:

- Com i a on continuen els encavalcaments que, a la vall del Freser, donen lloc a l'apilament d'unitats de sòcol i cobertora?

O bé una altra:

- S'acaben aquests encavalcaments cap a l'oest, de manera que la vall del Freser representa una complicació local dins d'un segment autòcton de la vora sud de la zona axial?.

Aquesta darrera possibilitat és l'expressada als treballs estructurals més recents (Vergely, 1970; Seguret, 1972).

Per tal d'intentar resoldre les qüestions plantejades s'ha cartografiat al detall el sector est de Castellar de N'Hug (fig. 5.8). L'estructura d'aquesta zona és determinada per la presència d'encavalcaments subverticals o amb fort cabussament cap al sud que provoquen repeticions en la sèrie estefano-permiana i en els materials del sòcol. En la unitat de Castellar de N'Hug s'han distingit quatre làmines encavalcants, dues d'elles constituïdes per terrenys del sòcol amb cobertora estefano-permiana, una formada per materials estefano-permians i una altra, de dimensions reduïdes, que únicament consta de roques del Devonian i del Carbonífer inferior (fig. 5.8).

En els materials devonians de l'extrem NE del mapa de la figura 5.8, i ja formant part de la unitat de Remoló abans definida, poden observar-s'hi nombrosos encavalcaments subhoritzontals o amb feble cabussament cap al sud (fig. 5.3). Tot i que l'encavalcament inferior de

la unitat de Remoló talla les làmines encavalcants de la unitat de Castellar de N'Hug, els encavalcaments que limiten les làmines poden correspondre als superiors de la unitat de Remoló.

Resten dos problemes per resoldre en aquest sector: la relació entre el nivell d'ignimbrites basals de la Unitat Roja Inferior que aflora a Castellar de N'Hug i el nivell que aflora al riu Arija, i la desaparició del nivell superior de la Unitat Roja Inferior (lutites vermelles) al SE de Can Ros. Cal apuntar, com a possible solució per a ambdós problemes, l'existència de fractures anteriors als encavalcaments, com per exemple la que limita a l'oest els materials devonians de la unitat Montgrony).

Tots els encavalcaments observats en la unitat de Castellar de N'Hug s'entronquen en l'encavalcament inferior de la unitat de Montgrony. Aquest baixa lateralment en la sèrie cap a l'oest i, just a l'est de Castellar de N'Hug, se situa entre calcàries devonianes i materials del Carbonífer prehercinià.

Així, en el meridià de Castellar de N'Hug, la unitat de Montgrony és constituïda per calcàries del Devonià, per sobre de les quals se situa una potent sèrie estefano-permiana i la resta dels materials de la cobertora. Tots aquests terrenys són els que s'observen en continuïtat amb els que afloren a la Serra del Cadí.

### Unitat de Sant Amanç

Es constituïda quasi exclusivament pels materials del Garumnià. Poden observar-se, a més, roques del sòcol hercinià i vulcanites estefano-permianes en la làmina encavalcant inferior (al sud d'El Baell), margues de l'Eocè aflorant en una finestra tectònica (al SE de La Cubil) i nivells detrítics vermells de l'Estefano-Permià (a l'extrem oriental de la unitat i al SW del Taga).

El límit septentrional d'aquesta unitat (fig. 5.2) se situa a la base de la primera làmina encavalcant

amb sèrie garumniana. Aquesta làmina encavalca el sòcol hercinià i la cobertora estefano-permiana i garumniana de la unitat inferior (unitat de Bruguera). A l'extrem occidental (al nord de la Cubil) els encavalcaments se situen entre els nivells detrítics del Garumnià i el límit nord esdevé més difícil de precisar.

El límit meridional de la unitat de Sant Amanç, és assenyalat, a l'oest, per l'encavalcament inferior de la unitat de Montgrony i, a l'est, pel contacte entre les calcàries garumnianes i les margues eocenes. Aquest contacte és sempre un encavalcament, excepte en la làmina encavalcant més meridional de calcàries garumnianes (número 9 a l'esquema de la fig. 5.9) la qual podria suportar margues eocenes en contacte estratigràfic normal. Si això fos així aquesta làmina tindria una posició estructural equivalent a la de la unitat de Montgrony. Es planteja el problema de la continuïtat cap a l'est de l'encavalcament, entre el Garumnià i l'Eocè.

La unitat de Sant Amanç és limitada a l'oest i en superfície per la falla de Mataplana, encara que segurament continua sota la unitat de La Cubil. L'extrem oriental de la unitat de Sant Amanç correspon a un sistema de falles que representen la continuació de la falla de la Coma d'Olla (fig. 5.2). Aquest límit no es del tot evident doncs, malgrat que cap a l'est s'observa un canvi estructural important, els nivells més meridionals del Garumnià semblen tenir continuïtat. Aquest dispositiu recorda el de l'extrem occidental de la unitat de Montgrony. Tanmateix, sembla que els sistemes de falles de la Coma d'Olla i de Can Maians tenen la mateixa significació.

L'estructura interna de la unitat de Sant Amanç es caracteritza per l'apilament de nombroses làmines encavalcants, de les quals se n'han diferenciat 9 de principals que han estat numerades de la inferior a la superior (fig. 5.9). A grans trets s'observa una megaestructura antiformal (fig. 5.10). En el flanc meridional d'aquest antiforme, a l'oest del Freser, els encavalcaments i l'estratificació



cabussen de fortament cap al sud a subverticals (figs. 5.5, 5.10). A l'est del Freser, gairebé tot el flanc sud de l'antiforme està en posició invertida. L'estratificació i els encavalcaments cabussen progressivament menys graus al nord cap a les unitats estructurals més meridionals i per tant més superiors, on l'estratificació pot fins i tot cabussar cap al sud en posició invertida (làmina encavalcant 8). En el flanc septentrional de l'antiforme l'estratificació i els encavalcaments cabussen uns quants graus cap al sud (fig. 5.10). Aquest flanc és ben representat a l'oest del Freser, al dessota dels materials devonians de la unitat de La Cubil. A l'est del Freser aquest flanc aflora en una reduïda extensió (pista de Bruguera a Coll de Jou) ja que és tallat per l'encavalcament basal de la unitat del Taga.

La unitat de Sant Amanç consta de nombrosos dúplexs tant en conjunt com dins d'algunes de les làmines encavalcants diferenciades.

L'estructura, al sud d'El Baell pot ésser interpretada com l'acabament frontal d'un apilament antiformal.

Al riu Freser, en el flanc invertit de l'antiforme, aflora l'acabament caudal d'un apilament antiformal de dimensions hectomètriques. En pocs metres i arran de carretera, l'estratificació de les diferents làmines encavalcants i els encavalcaments canvien de cabussament de nord a sud d'uns  $60^\circ$  cap al nord a  $30^\circ$  cap al sud (fig. 5.10). La làmina encavalcant situada ensota de l'encavalcament inferior de l'apilament antiformal (número 1 a l'esquema de la fig. 5.9) presenta una sèrie completa des de les vulcanites estefano-permianes fins a les calcàries garumnianes. Les llenties encavalcants de l'apilament antiformal (núm 2, fig. 5.9) involucren nivells carbonàtics del Garumnià. En la trinxera del canal d'aigua, al costat de la carretera, s'observa una rampa de bloc superior en les margues del Garumnià (fig. 5.30). La làmina encavalcant situada per sobre de l'encavalcament superior de l'apilament antiformal (nº 3, fig. 5.9) és constituïda, en detall, per un dúplex

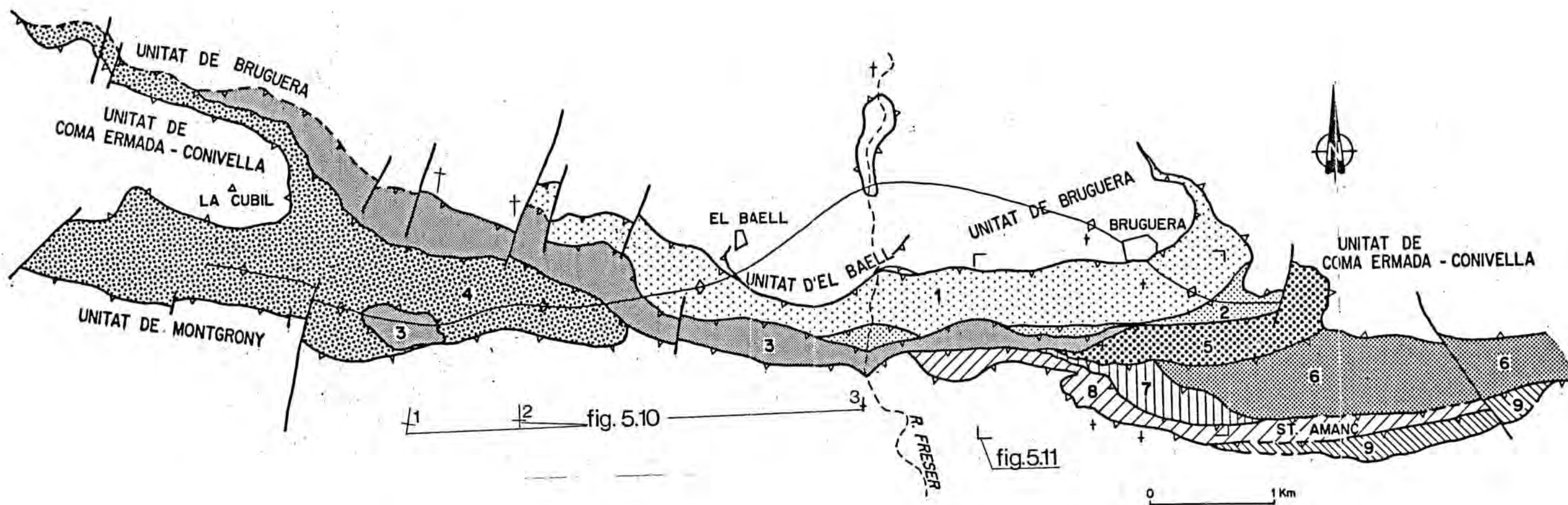


Figura 5.9. Esquema estructural de la unitat de Sant Amanç. S'han numerat les làmines encavalcants que la constitueixen.

N

S

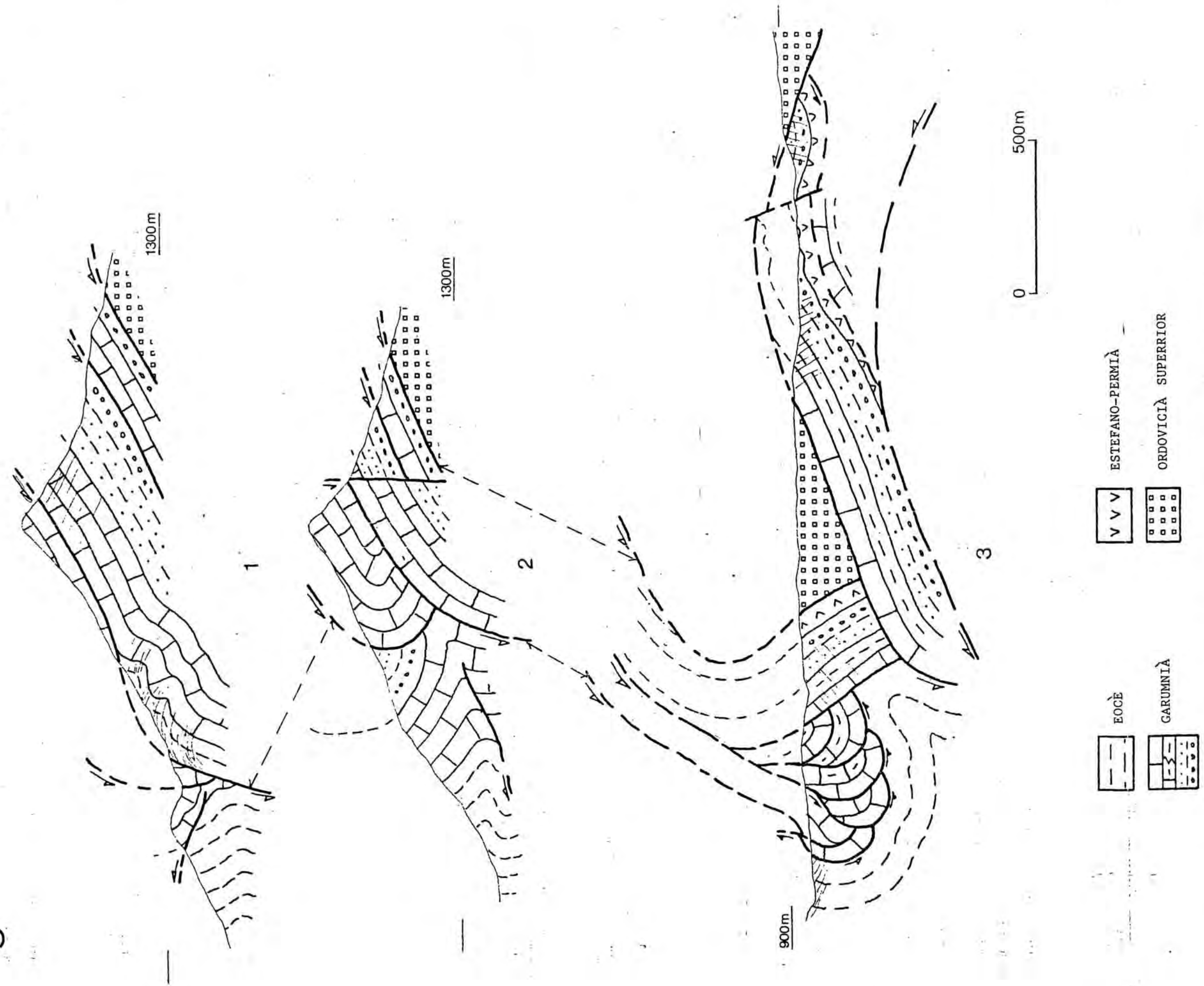


Figura 5.10. Talls de la unitat de St. Estefano-Permian i unitats estructurals adjacents. Vegeu fig. 5.9 per a la situació.

que dóna lloc a l'engruiximent de la capa de calcàries garumnianes que aflora en el pont de les coves (fig. 5.31). L'encavalcament inferior d'aquest dúplex és subvertical en superfície i, a l'aflorament, s'observen diverses línies d'entroncament entre aquest i els encavalcaments secundaris que constitueixen el dúplex.

Al sud de Bruguera existeixen nombrosos encavalcaments en una reduïda extensió, molts dels quals s'entronquen entre ells al sud d'un duplex interpretat com la continuació de l'apilament antiformal del riu Freser. Donat l'interès estructural d'aquesta àrea ha estat realitzat un mapa de detall a escala 1:3500 i que es presenta en aquesta memòria a una escala inferior (fig. 5.11). L'estructura més rellevant del sector cartografiat és l'apilament de nombroses rampes de bloc superior, una a sobre de l'altra (fig. 5.11,B). Aquestes representen l'acabament frontal de les làmines encavalcants superiors de la unitat de Sant Amanç (nºs 5,6,7 i 8 de la figura 5.9). Puix que aquestes làmines són constituïdes per materials garumnians, es produeix, a la part frontal de les làmines encavalcants, un problema d'espai en les margues eocenes, no involucrades en els encavalcaments de la unitat de Sant Amanç. Aquest problema és resolt per l'existència de plecs apretats, de pla axial subhoritzontal o amb feble cabussament cap al sud, la continuació dels quals és ben visible més al sud, en els plecs de les calcàries de la Fm. Corones. A més de les rampes frontals de bloc superior, s'observen rampes laterals que determinen una variació longitudinal important de les estructures. Aquest fet dificulta la realització de talls que englobin la informació estructural obtinguda als dos vessants de la vall del Freser. De la mateixa manera la relació entre certes làmines encavalcants a banda i banda del riu esdevé impossible. De l'observació del mapa i dels talls de la fig 5.11 es desprèn que els encavalcaments superiors són successivament involucrats en rampes de bloc superior d'encavalcaments inferiors. Això demostra que els encavalcaments de la unitat de Sant



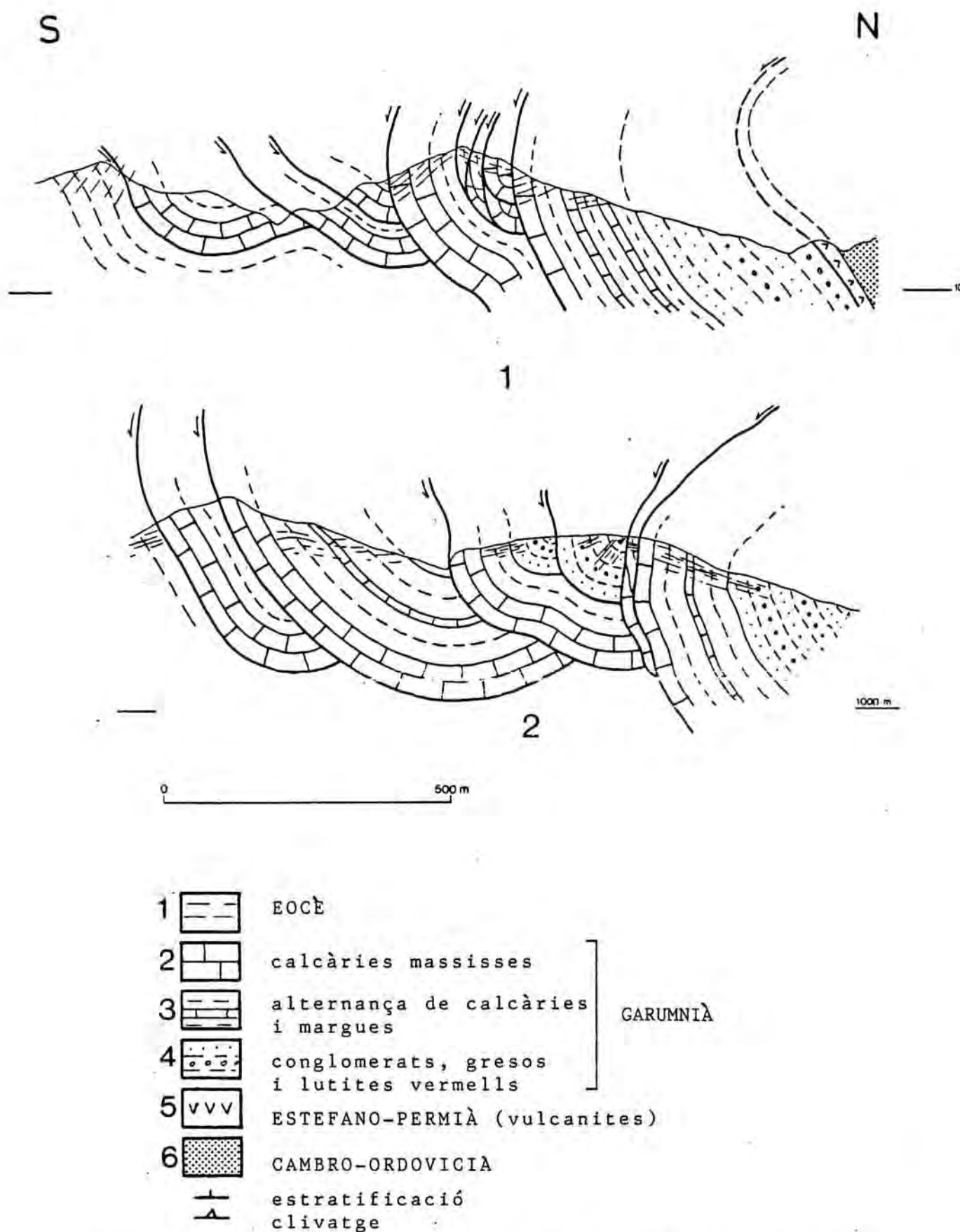


Figura 5.11. Mapa i talls d'un sector de la unitat de St. Amanç al sud de Bruguera. Vegeu fig. 5.9. per a la situació.





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6

0 500 m



Amanç s'han desenvolupat segons una seqüència de propagació de bloc inferior. Aquesta mateixa relació s'observa entre els encavalcaments inferior de la unitat de Montgrony i superior de la unitat de Sant Amanç (fig. 5.5).

Arreu de la unitat de Sant Amanç, i especialment als nivells carbonàtics, s'observa un clivatge que pot arribar a ésser molt penetratiu. Excepcionalment, en aquesta unitat es pot establir la relació entre el clivatge i les estructures descrites. De l'observació del mapa i dels talls de la fig. 5.11 i dels estereogrames corresponents a aquest sector cartografiat (fig. 5.12) es desprèn que el clivatge té un cabussament variable, que en l'estereograma es tradueix per una garnalda de pols d'orientació N-S. Aquesta disposició del clivatge es pot interpretar segons dues hipòtesis: a) és el mateix clivatge plegat i b) hi ha dos clivatges, un d'anterior associat als anticlinals de rampa i un de posterior associat als plecs que pleguen els encavalcaments. La segona hipòtesi és equivalent a la proposada per Seguret (1972) a la zona de les Nogueres, la qual encara que fou adoptada inicialment (Muñoz, 1982), ha estat posteriorment rebutjada per dues raons: en primer lloc, només s'observa un clivatge dominant i, en segon, aquest clivatge és plegat per l'antiforme que plega les làmines encavalcants de la unitat de Sant Amanç. La relació entre aquest antiforme i el clivatge és ben visible al torrent de Grats, a l'oest del riu Freser (fig. 5.13). En aquest indret afloren margues eocenes en finestra tectònica, al dessota de les calcàries garumnianes de la làmina encavalcant 4 (fig. 5.9). Les margues presenten un clivatge penetratiu, associat a plecs de l'estratificació, el qual és plegat juntament amb la làmina encavalcant superior i deformat per l'encavalcament inferior d'aquesta làmina (fig. 5.10).

Igual que a la unitat de Montgrony, l'estratificació i el clivatge són, a grans trets, perpendiculars. En els estereogrames de la fig. 5.14 s'observen dos màxims de pols d'estratificació que corresponen, respectivament

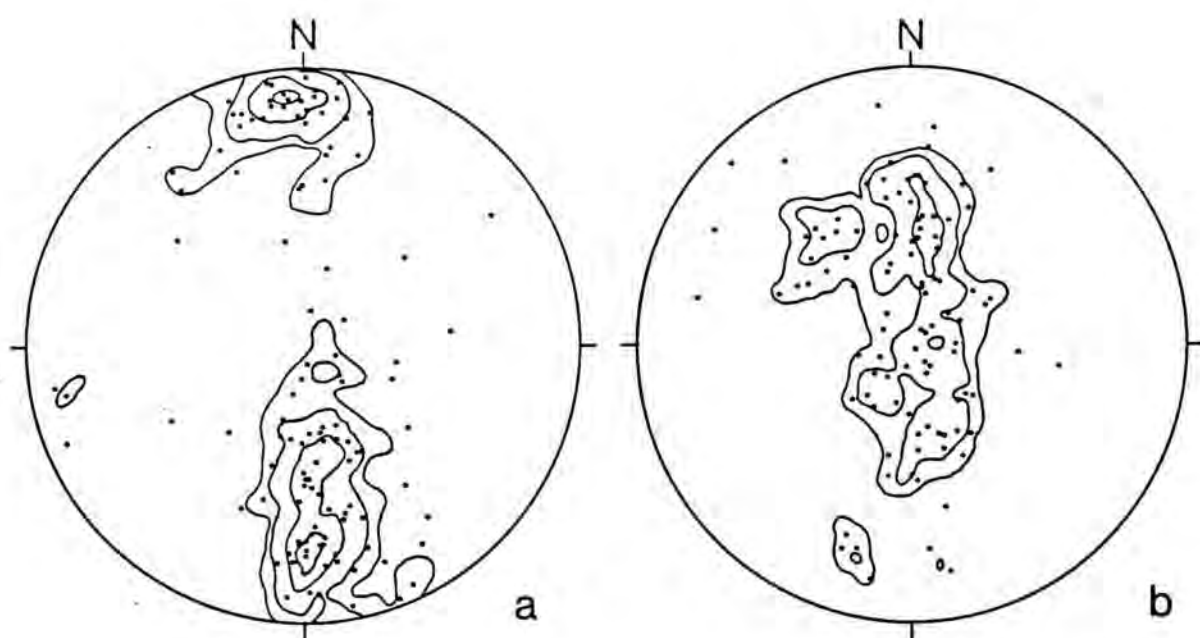


Figura 5.12. Estereogrames del sector cartografiat al sud de Bruguera (mapa de la fig. 5.11). a) Estratificació; 126 pols; 2,3, 6 i 10%. b) clivatge; 112 pols; 2,3 i 7%.

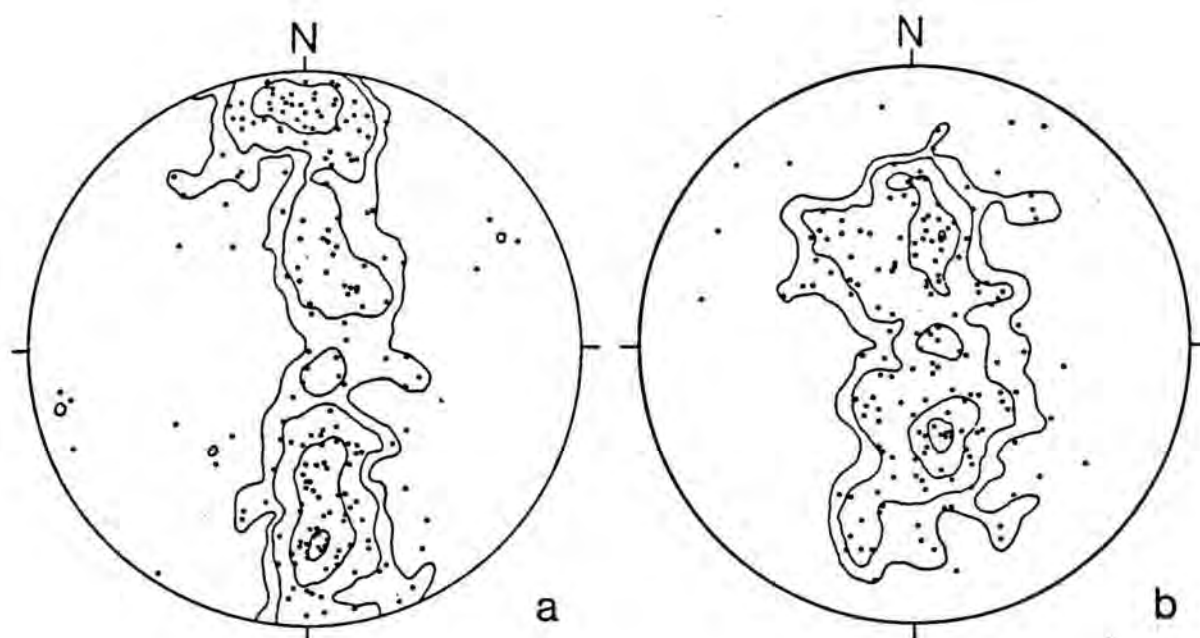


Figura 5.14. Estereogrames globals de la unitat de St. Amanç. a) Estratificació; 199 pols; 1,2,5 i 8%. b) Clivatge; 178 pols; 1, 2,4.5 i 7% .

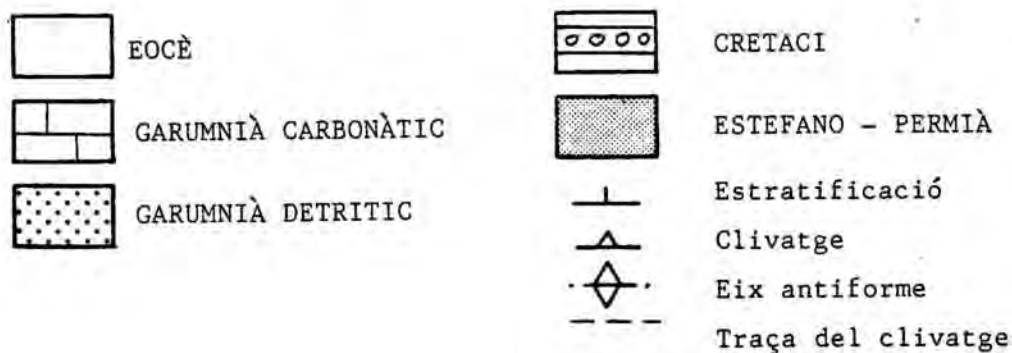
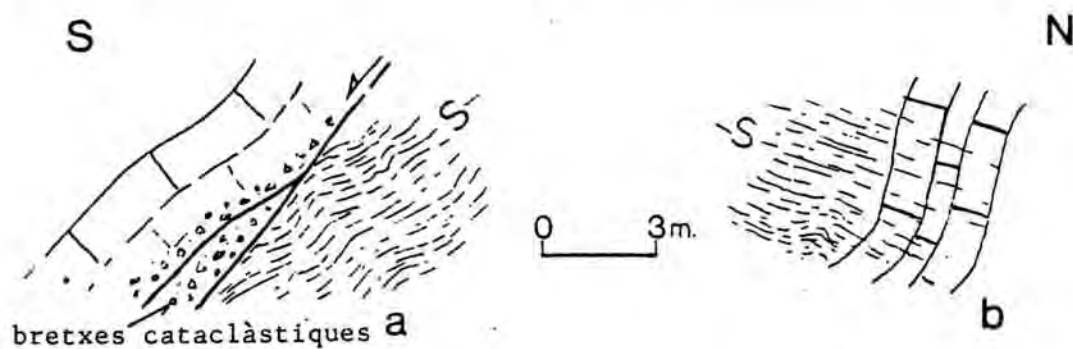
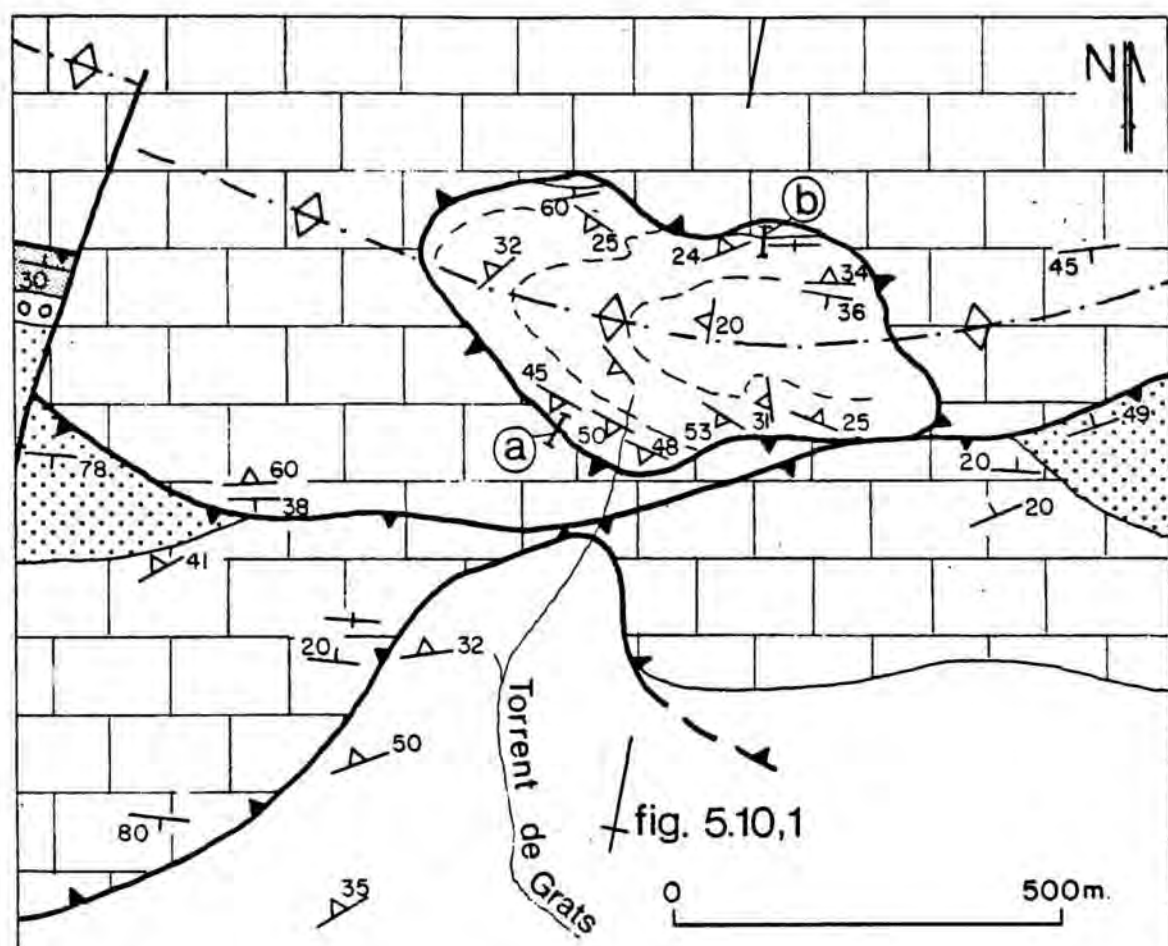


Figura 5.13 Esquema cartogràfic de la finestra tectònica de margues eocenes en la unitat de St. Amanç. Vegeu fig. 5.2 per a la situació.

en l'estereograma de pols del clivatge, als màxims que formen un angle recte aproximadament amb els pols d'estratificació.

De tots aquests fets es desprèn que només existeix un clivatge dominant anterior als encavalcaments i que ambdós són afectats per plecs de direcció E-W (fig. 5.14).

Les làmines encavalcants de la unitat de Sant Amanç (fig. 5.9) es poden agrupar en dues subunitats, segons l'origen detrític o volcànic dels materials estefano-permians.

Malgrat que el límit entre aquestes dues subunitats té una significació estructural, és impossible traçar-lo amb precissió, ja que la majoria de làmines encavalcants són constituïdes per nivells del Garumnià. Aquest límit ha de discórrer per sobre de la làmina encavalcant 1 (única làmina que conté roques volcàniques estefano-permianes) i per sota de la unitat 5 (unitat inferior amb sèrie detrítica de l'Estefano-Permià). (fig. 5.9).

### Unitat de Bruguera

Consta de materials del sòcol hercinià i de la cobertora. El sòcol és constituït per una sèrie greso-pelítica no datada, encara que per afinitats litològiques podria esser-li atribuïda una edat cambro-ordovicià. A la base de la cobertora es diferencia un paquet potent de roques volcàniques estefano-permianes que caracteritza aquesta unitat. Per sobre s'hi desenvolupa la sèrie del Garumnià, únicament present a l'oest del Freser.

La unitat de Bruguera és limitada inferiorment per un encavalcament amb cabussament feble, en general, que entronca frontalment amb l'encavalcament inferior de la unitat de Sant Amanç. (fig. 5.2). El contacte entre la sèrie greso-pelítica de la unitat Bruguera i els materials de l'Ordovicià superior de la unitat inferior (unitat d'El Baell) ha estat considerat anteriorment com un contacte estratigràfic normal (Robert, 1980; Muñoz, 1982). Apart dels

criteris referents a l'estructura interna herciniana d'ambdues unitats que es comenten en els capítols dedicats a l'Hercinià, l'existència d'un encavalcament és demostrada per la presència de nombroses llenties encavalcants de vulcanites estefano-permianès i lutites silurianes entre els materials hercinians d'aquestes unitats, ben visibles a l'oest del riu Freser.

El límit septentrional de la unitat de Bruguera, al sud de Ribes de Freser, correspon a un encavalcament subvertical que talla l'encavalcament inferior de la unitat de Bruguera. L'últim és també tallat, al nord de Campelles, per encavalcaments amb cabussament vers el nord (figs. 5.2 i 5.15).

El límit superior de la unitat de Bruguera és assenyalat pels encavalcaments inferiors de les unitats de Coma Ermada - Conivella i de Sant Amanç. Finalment, la unitat de Bruguera és limitada a l'oest per la falla de Nevà.

L'estructura interna de la unitat de Bruguera és simple i es caracteritza per plecs oberts que afecten tot el conjunt de la unitat, incloent-hi el seu encavalcament inferior. Un d'aquests plecs es veu a l'oest de Campelles on es pot observar un sinforme que afecta la discordança entre les vulcanites estefano-permianes i la sèrie gresolítica herciniana (vegeu talls generals i fig. 5.2). A l'est del Freser la unitat de Bruguera descriu un acabament perianticlinal.

### Unitat d'El Baell

Es formada quasi exclusivament per terrenys de l'Ordovicià superior. També hi afloren roques volcàniques estefano-permianes i petites llenties encavalcants de materials silurians.

El límit inferior de la unitat d'El Baell correspon a l'encavalcament que determina la superposició dels materials ordovicians per sobre dels terrenys de l'Estefano



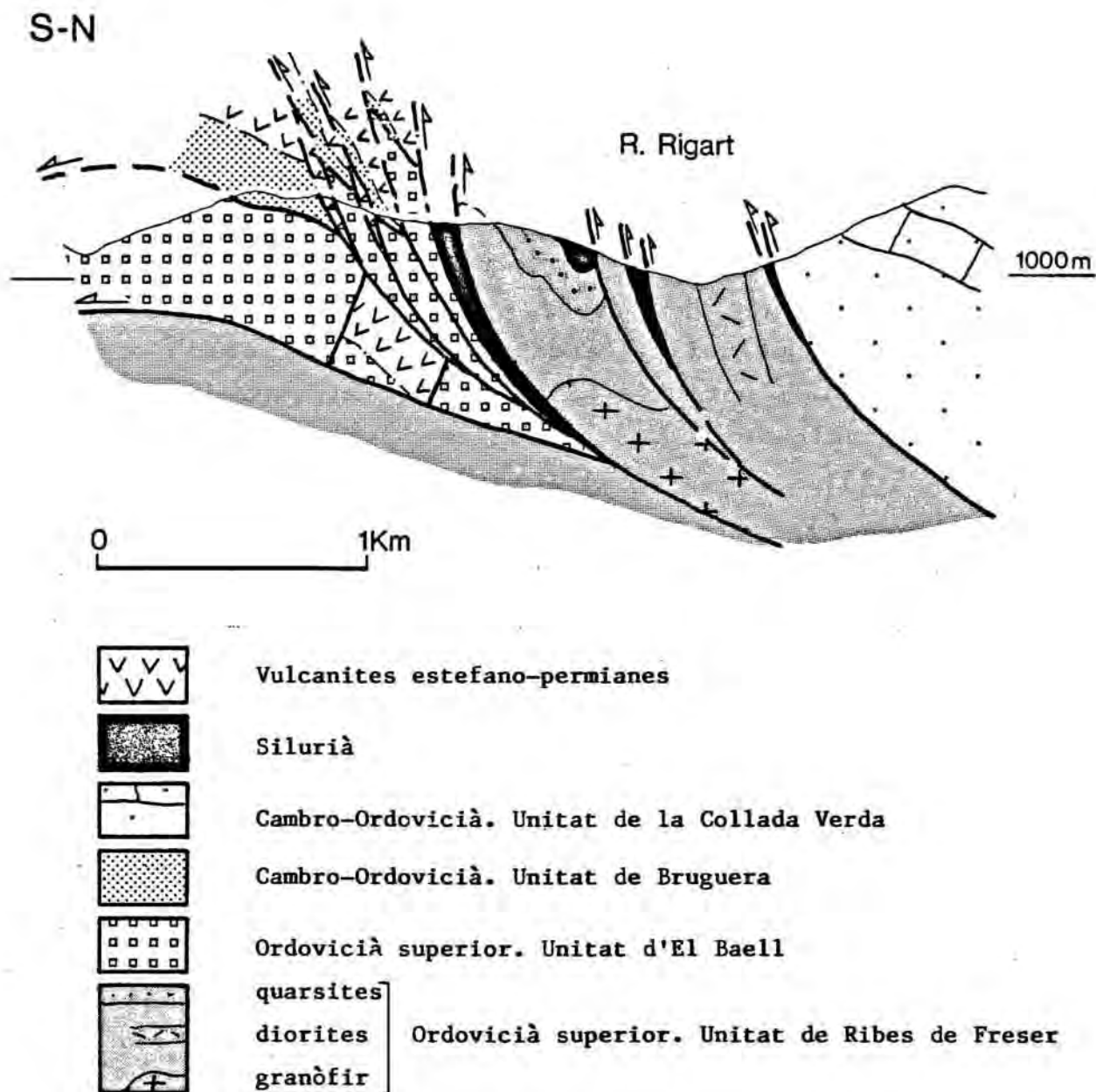


Figura 5.15. Relació geomètrica entre les unitats de Bruguera, El Baell, Ribes de Freser i Collada Verda. Tall entre Campelles i Roques Blanques. Vegeu figura 5.2 per a la situació.



Permian i del Garumnian que afloren a la finestra tectònica del Freser (fig. 5.2). El límit septentrional és el resultat de la intersecció entre encavalcaments subhoritzontals i encavalcaments amb fort cabussament cap al nord (fig. 5.15). Els d'elevat cabussament formen part del ventall d'encavalcaments que tallen la làmina encavalcant inferior de la unitat Bruguera i que desplacen cap al sud i cap amunt l'encavalcament inferior de la unitat d'El Baell. Aquest darrer, en el sector nord, se situa entre materials hercinians (fig. 5.15).

El límit superior de la unitat d'El Baell és assenyalat per l'encavalcament inferior de la unitat de Bruguera.

L'estructura interna de la unitat d'El Baell és determinada pels plecs oberts que afecten també la unitat de Bruguera i per l'existència d'encavalcaments que aïllen làmines encavalcants. La làmina encavalcant més septentrional presenta fractures anteriors als encavalcaments que limiten blocs de vulcanites estefano-permianes.

### Finestra tectònica del Freser

Al sud de Ribes de Freser, a l'alçada de la gasolinera, afloren vulcanites estefano-permianes i terrenys garumnians (nivells detrítics vermells i calcàries) per sota de les roques ordovicianes de la unitat d'El Baell. Aquesta finestra tectònica va ésser descrita per Ashauer (1934) i Fontboté (1949).

Les capes que afloren a la finestra tectònica del Freser constitueixen una rampa de bloc inferior de l'encavalcament inferior de la unitat d'El Baell, ja que les calcàries garumnianes són solament presents al sud de la finestra tectònica (fig. 5.10). Les capes descriuen un antiforme, en el nucli del qual afloren les vulcanites estefano-permianes. Els materials garumnians presenten un clivatge que, en els nivells detrítics, és associat a plecs.

### Unitat de Ribes de Freser

Es constituïda per materials de l'Ordovicià superior i del Silurià.

La unitat de Ribes de Freser defineix una estructura imbricada caudal, l'encavalcament més important de la qual s'ha anomenat encavalcament de Ribes-Camprodon. Aquest constitueix el límit septentrional de la unitat de Ribes de Freser; a l'aflorament és ben visible per l'existència de llenties encavalcants de lutites silurianes i de calcàries possiblement devonianes.

El límit meridional de la unitat de Ribes de Freser és assenyalat, en part, per encavalcaments subhoritzontals. Aquests són, a l'oest del Freser, l'encavalcament inferior de la unitat d'El Baell (unitat que se situa per sobre de la unitat de Ribes de Freser) i, a l'est del Freser, aquest darrer mateix i l'encavalcament inferior de la unitat de Coma Ermada-Conivella (a l'extrem oriental de la unitat de Ribes de Freser). Al sud de Ribes, el ventall imbricat associat a l'encavalcament de Ribes-Camprodon talla els encavalcaments inferiors de les unitats de Bruguera i d'El Baell, i superposa la unitat de Ribes de Freser a les altres dues unitats (fig. 5.15).

L'estructura interna de la unitat de Ribes de Freser és constituïda per nombrosos encavalcaments secundaris i fractures que, a causa de les males condicions d'aflorament i a la variabilitat dels materials d'aquesta unitat, són difícils de reconèixer.

### Unitat de la Collada Verda

Es formada pels terrenys del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior situats per sobre de l'encavalcament Ribes-Camprodon (fig. 5.2).

L'estructura interna es caracteritza per la presència d'encavalcaments secundaris que probablement constitueixen un ventall imbricat amb l'encavalcament Ribes-Cam-

prodon. Aquests encavalcaments són ben visibles a Planoles on donen lloc a nombroses repeticions dels materials de l'Ordovicià superior entre els del Cambro-Ordovicià. Al SW de Nevà poden observar-se nombrosos encavalcaments que envolten escates constituïdes per litologies no presents en la resta de l'àrea estudiada.

### 5.2.2. DISCUSSIÓ

Totes les unitats estructurals definides descriuen un antiforme, el flanc vertical sud del qual és constituït tot ell per unitats de cobertora. Això, juntament amb el fet que les unitats estructurals es trobin una a sobre de l'altra, permet concloure que l'estructura del sector occidental és un apilament antiformal, el qual s'ha anomenat apilament antiformal de la vall del Freser (fig. 5.16).

L'encavalcament inferior observable d'aquest apilament antiformal és el que limita cartogràficament la finestra tectònica del Freser. L'aflorament meridional d'aquest encavalcament, subhoritzontal al riu Freser, se situa 600 metres al nord de la unitat de Sant Amanç (amb encavalcaments i estratificació en posició invertida).

L'antiforme que plega les unitats estructurals superiors no afecta aquest encavalcament. Així doncs, aquestes unitats constitueixen un anticlinal de rampa de l'encavalcament inferior. L'encavalcament superior de l'apilament antiformal de la vall del Freser és l'encavalcament inferior de la unitat de Montgrony. Aquest apilament és limitat a l'oest per les falles de Nevà i de Can Maians, i a l'est per la falla de la Coma d'Olla. Exceptuant-ne les unitats superiors (unitats de la Cubil, del Taga i de Montgrony), totes les altres unitats són únicament presents entre les esmentades falles (fig. 5.17). Les unitats de Castellar de N'Hug, Remoló i Montgrony es troben a l'oest de les falles de Can Maians i de Nevà i representen la continuació de la Serra del Cadí. L'estructura a l'oest d'aquestes falles es caracteritza per l'exis-

tència d'encavalcaments amb cabussament cap al sud que repeteixen làmines encavalcants amb terrenys del Devonian i cobertora postherciniana. Aquests encavalcaments, cap a l'oest, baixen lateralment en la sèrie i se situen, a l'oest de Castellar de N'Hug i fins a la Serra del Cadí, entre materials devonians.

### Fractures tardanes

Les falles posteriors als encavalcaments descrits tenen una direcció predominant NNE-SSW i NNW-SSE. Ambdós sistemes tenen un component important de moviment de direcció.

Les fractures tardanes més importants són les falles de Neva, de Can Maians i de Mataplana i de la Coma d'Olla (fig. 5.2). Aquestes falles, tot i que són poc visibles en els nivells garumnians i eocens, són estructures rellevants que limiten un domini estructural (apilament antiformal de la vall del Freser) amb característiques netament diferents de les de la resta de l'àrea estudiada. Aquests sistemes de falles, malgrat que són clarament posteriors als darrers encavalcaments, han pogut funcionar com a rampes laterals o tear faults durant l'emplaçament de les unitats inferiors de l'apilament antiformal de la vall del Freser. Aquest apilament antiformal representa un domini estructural inferior a la resta de l'àrea estudiada i, de la interpretació de les falles de la Coma d'Olla i de Nevà-Can Maians, en depèn la localització de les unitats estructurals de l'apilament antiformal de la vall del Freser. Essent així, aquestes unitats es trobaran o no al dessota de les unitats amb materials del Devonian i de la cobertora, situades tant a l'est com a l'oest de l'apilament antiformal.

L'encavalcament inferior de les unitats de Coma Ermada-Conivella presenta, a l'oest de La Cubil, una relació cronològica anòmala amb les fractures tardanes (figs. 5.2 i 5.18). Aquest encavalcament és aparentment posterior



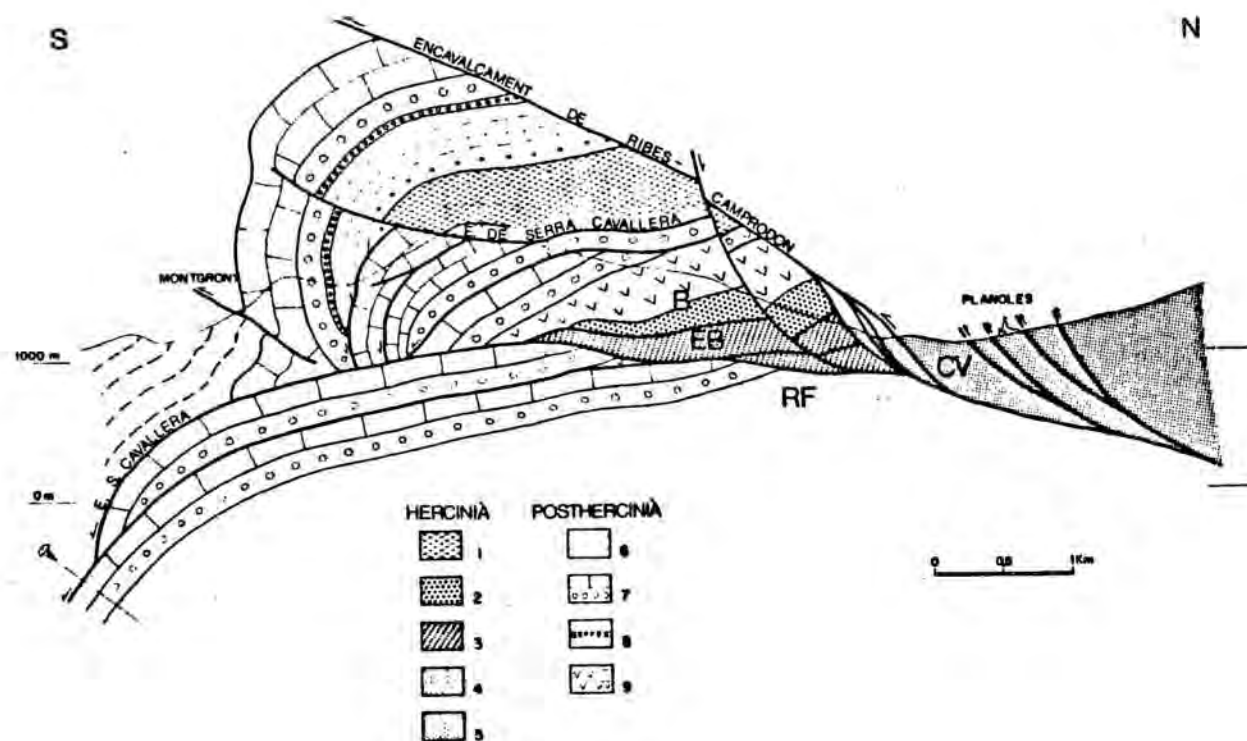
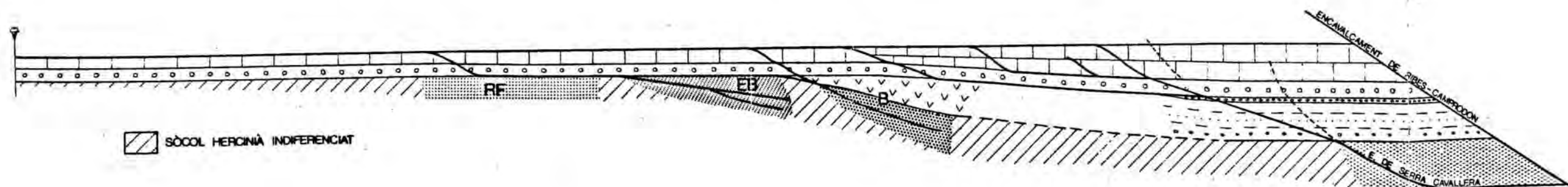


Figura 5.16. Tall compensat i tall restituit de l'apilament antiformal de la vall del Freser.

- 1, Postsilurià
  - 2, Cambro-Ordovicià (unitat de Bruguera).
  - 3, Ordovicià superior (unitat d'El Baell).
  - 4, Ordovicià superior (unitat de Ribes de Freser)
  - 5, Cambrià - Ordovicià (unitat de la Collada Verda).
  - 6, Eocè.
  - 7, Garumnià.
  - 8, Cretaci.
  - 9, Estefano - Permià.
- B, Unitat de Bruguera.  
 EB, Unitat d'El Baell.  
 RF, Unitat de Ribes de Freser.  
 CV, Unitat de la Collada Verda.

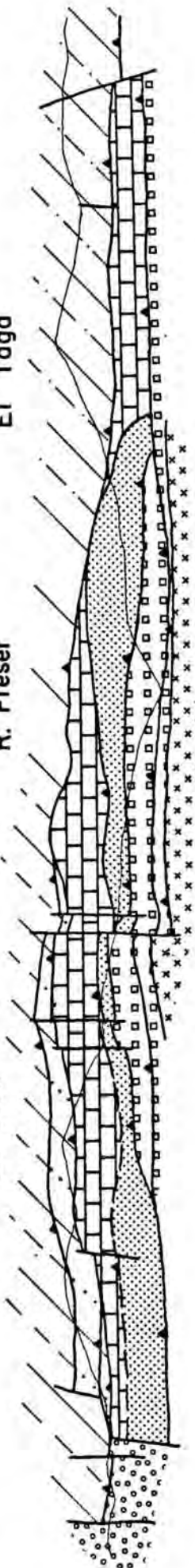


W - E

La Cubil

R. Freser

El Taga



Subunitat del Taga



Subunitat del Remoló



Subunitat de La Cubil



Unitat de Castellar de N'Hug



Unitat de Sant Amanç



Unitat de Bruguera



Unitat d'El Baell



Unitat de Ribes de Freser

Unitat de

Coma Ermada - Conivella

Figura 5.17 Disposició de les unitats estructurals del sector occidental en un tall longitudinal simplificat.



a les falles de Nevà i de Can Maians i a la falla de les Fontetes que sols afecta materials devonians. Sembla raonable considerar que totes aquestes falles representen una única fractura desplaçada cap al sud tardanament. En efecte, si desplacem les unitats de Coma Ermada- Conivella al nord, fins que totes les falles citades coincideixen, s'obté una falla simètrica a la de la Coma d'Olla que s'anomenarà falla de Nevà- Can Maians. La falla normal que afecta les vulcanites estefano-permianes de la unitat de Bruguera alhora amb el moviment tardà de les unitats de Coma Ermada- Conivella, solament visibles a l'oest del Freser (fig. 5.16), es poden associar a moviments extensionals en les parts altes de l'apilament antiformal.

### Seqüència d'encavalcaments

Com s'ha comentat anteriorment, l'encavalcament inferior de la unitat de Montgrony (fig. 5.5), així com les làmines encavalcants superiors de la unitat de Sant Amanç (figs. 5.9 i 5.11) són implicats en rampes de bloc superior. Semblantment, la majoria de les unitats estructurals descrites constitueixen una rampa de bloc superior de l'encavalcament inferior de la unitat d'El Baell. Tots aquests arguments demostren que l'apilament antiformal de la vall del Freser s'ha desenvolupat per una seqüència d'encavalcaments de bloc inferior. Entre altres paraules aquesta seqüència d'encavalcaments és justificada pel fet que la major part dels plecs observats en les unitats estructurals descrites són anticlinals de rampa i no afecten els encavalcaments de més a sota.

Aquest esquema és vàlid en conjunt, això no obstant, s'observen algunes complicaciones al detall:

L'encavalcament inferior de les unitats de Coma Ermada - Conivella, un cop restituint el moviment tardà extensional a l'oest del Freser, talla les làmines encavalcants de la unitat de Sant Amanç. Aquest dispositiu és manifest entre el Taga i Bruguera (figs. 5.17 i 5.18).

Aquest encavalcament, aparentment fora de seqüència, és sols present entre les falles de Coma d'Olla i de Nevà - Can Maians, cosa que suggereix una relació de l'encavalcament amb el desenvolupament de l'apilament antiformal de la vall del Freser. En prendre com a base aquestes observacions s'ha interpretat que l'encavalcament inferior de les unitats de Coma Ermada - Conivella talla, en un rejoc tardà, durant l'emplaçament de làmines encavalcants inferiors, els encavalcaments superiors prèviament formats (fig. 5.16). Segons aquesta idea, els materials de la unitat de Montgrony representen la cobertora dels terrenys devonians de les unitats Coma Ermada - Conivella. Ambdues estan separades per un encavalcament - gotera (traducció del terme anglès breached roof thrusts que s'utilitza per a designar aquells encavalcaments que tallen els encavalcaments superiors, desenvolupats amb anterioritat en una seqüència de bloc inferior. L'encavalcament que ha desplaçat conjuntament les unitats de Montgrony i Coma Ermada - Conivella s'ha anomenat encavalcament de Serra Cavallera (fig. 5.16).

L'apilament antiformal de la vall del Freser és tallat, al nord, per l'encavalcament de Ribes - Camprodon (fig. 5.16). Els talls mostren una geometria d'encavalcament fora de seqüència. El significat d'aquest encavalcament es discutirà al següent apartat.

### Restitució de les unitats estructurals

Per tal de restituir les unitats estructurals - caracteritzades a la posició original abans de l'estructuració alpina, calcular l'escurçament i verificar la geometria, s'ha fet un tall compensat simplificat de l'apilament antiformal de la vall del Freser (fig. 5.16).

Tot i que es suposen desplaçaments mínims i que no s'han tingut en compte les diferències litològiques i estructurals entre les unitats de sòcol hercinià, l'escurçament obtingut és força important (60%).

La localització dels materials de la cobertora de la unitat d'El Baell integra un problema a resoldre en la realització d'un tall compensat de l'apilament antiformal de la vall del Freser. Cas que aquests materials hi fossin originàriament presents, han estat desplaçats per l'encavalcament inferior de la unitat de Bruguera, motiu pel qual s'han de trobar a sota o a l'enfront de la Unitat d'El Baell. Com a hipòtesi, s'ha considerat que els materials posthercinians que afloren en la finestra tectònica del Freser representen la cobertora de la unitat d'El Baell. Segons aquesta idea, l'encavalcament inferior de la unitat d'El Baell forma un encavalcament-gotera per mitjà del qual els materials ordovicians es superposen tardanament als del Garumnià.

L'encavalcament de Ribes - Camprodon no s'ha restituit perquè no se'n coneix el desplaçament ni la significació. Això no obstant, es pot interpretar com un encavalcament fora de seqüència, que talla totes les unitats estructurals de l'apilament antiformal de la vall del Freser. D'acord amb aquesta hipòtesi l'encavalcament hauria pujat de sota de la unitat de Ribes de Freser; l'acabament caudal de l'apilament antiformal es trobaria més al nord, en un lloc desconegut de la zona axial, i la unitat de la Collada Verda s'hauria de restituir a una posició original més al sud de la unitat de Ribes de Freser.

Una segona interpretació considera l'encavalcament de Ribes - Camprodon com un encavalcament fora de seqüència, desenvolupat durant el desblocatge i posterior moviment de l'encavalcament superior de l'apilament antiformal de la vall del Freser. D'acord amb aquesta segona hipòtesi, l'encavalcament de Ribes - Camprodon representaria l'acabament caudal de l'apilament antiformal, i la unitat de la Collada Verda es trobaria inicialment al nord de les altres unitats (idea similar a la proposada per Robert, 1980).

Altres hipòtesis que combinen les dues comentades són també possibles. Sigui com sigui, l'encavalcament de

Ribes - Camprodon representa l'últim estadi de desenvolupament de l'apilament antiformal de la vall del Freser, l'encavalcament inferior de la qual és blocat i indueix una nova deformació cap al rerpais del punt de blocatge (formació d'encavalcaments fora de seqüència).

### 5.2.3. EVOLUCIÓ ESTRUCTURAL

Com a resum de l'estructura del sector occidental es proposa la següent evolució estructural esquematitzada, en part, al diagrama seqüencial de bloc superior (a: hangingwall sequence diagram de Elliot & Johnson, 1980) de la figura 5.18.

Amb anterioritat al desplaçament de les làmines encavalcants o durant els primers moviments es desenvolupa un clivatge que forma un angle recte amb l'estratificació. En un primer estadi, i un cop desenvolupada l'estructura interna de les unitats devonians, s'emplacen les unitats de Coma Ermada- Conivella i de Montgrony. L'encavalcament inferior (encavalcament de Serra Cavallera) puja estratigràficament en la sèrie cap al sud des dels materials silurians fins a les margues de l'Eocè. A la part frontal de la rampa de bloc superior d'aquestes unitats es formen plects de bloc superior i encavalcaments out-of-the-syncline.

Sincrònicament té lloc l'apilament de làmines encavalcants amb materials del Devonian - Carbonífer inferior i de la cobertora, a l'oest de la falla de Nevà - Can Maians. Per sota de l'encavalcament de Serra Cavallera es desenvolupa l'apilament antiformal de la vall del Freser per raó de l'emplaçament progressiu de les unitats de Sant Amanç, Bruguera i El Baell. Aquestes unitats estan afectades per plects de direcció E-W vergents al sud. Les làmines encavalcants superiors estan més plegades com a resultat de la seqüència d'encavalcaments de bloc inferior. Durant l'emplaçament de les làmines encavalcants inferiors de



la unitat de Sant Amanç o de la unitat de Bruguera, l'encavalcament de Serra Cavallera talla les làmines encavalcants superiors de la unitat de Sant Amanç. Es desenvolupa un encavalcament - gotera a causa de la dificultat de plegament del sòcol hercinià, limitat, probablement per les falles de Nevà-Can Maians i de la Coma d'Olla ja desenvolupades. En els darrers estadis de la formació de l'apilament antiformal es produeix l'encavalcament fora de seqüència de Ribes-Camprodon i el desenvolupament de falles normals a la part superior de l'apilament antiformal.

### 5.3. ESTRUCTURA DEL SECTOR CENTRAL

L'estudi d'aquest sector, comprès entre el meridià d'Ogassa i el riu Ter, va ésser objecte d'una tesi de llicenciatura per part de Sàbat (1982). Recentment Gisbert (Gisbert et al., 1983) ha estudiat els materials estefano-permians, i ha posat de manifest l'existència d'estructures no reconegudes anteriorment.

#### 5.3.1. UNITATS ESTRUCTURALS

Al sector central es poden diferenciar moltes menys unitats estructurals que a l'occidental. A l'igual que a l'apartat anterior, aquestes unitats es descriuran ordenadament de les estructuralment superiors a les inferiors (fig. 5.19).

#### Unitat de Surroca

Es constituïda fonamentalment per materials de la cobertora. El sòcol, representat per calcàries devonia-



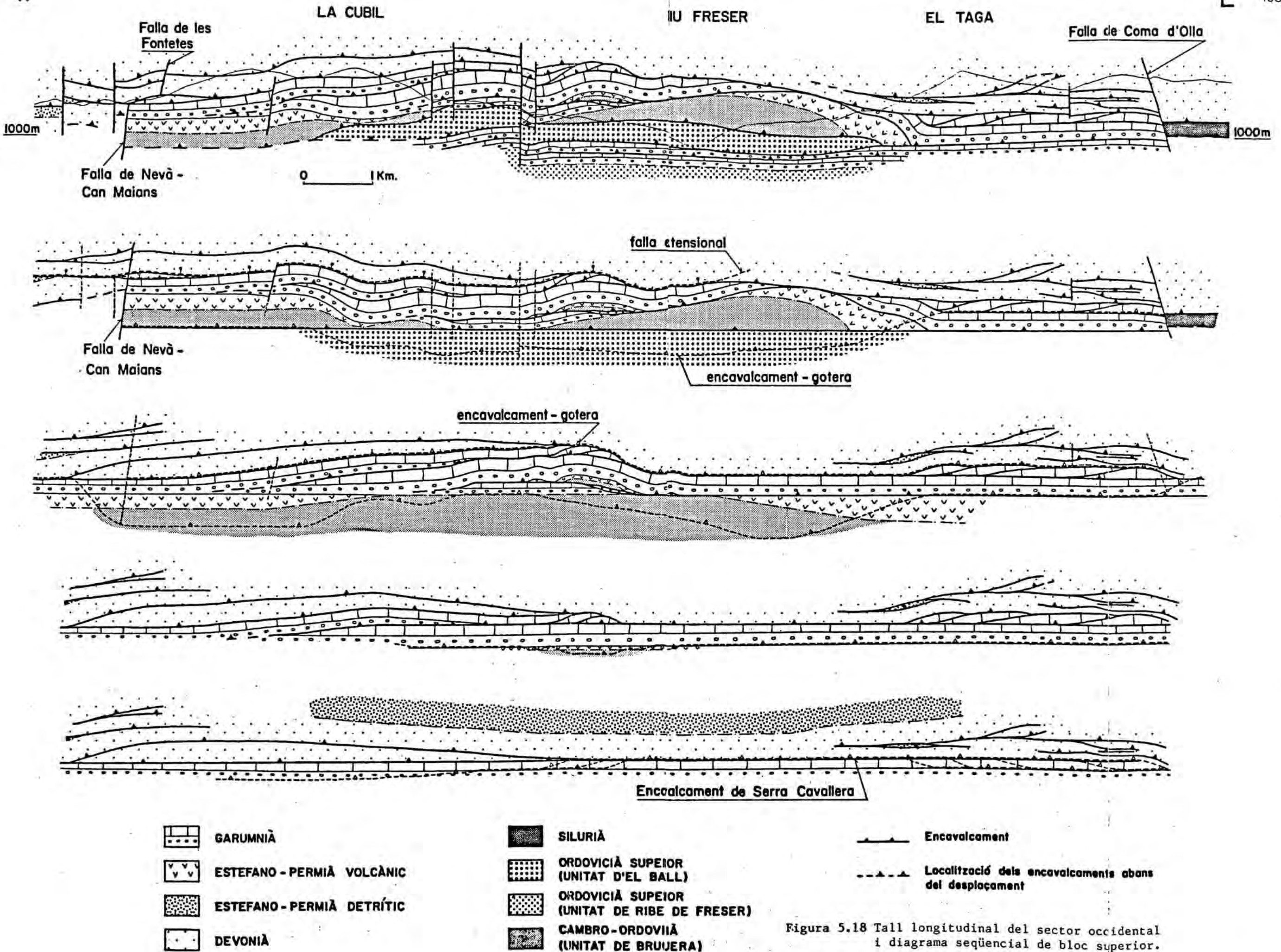


Figura 5.18 Tall longitudinal del sector occidental i diagrama seqüencial de bloc superior.

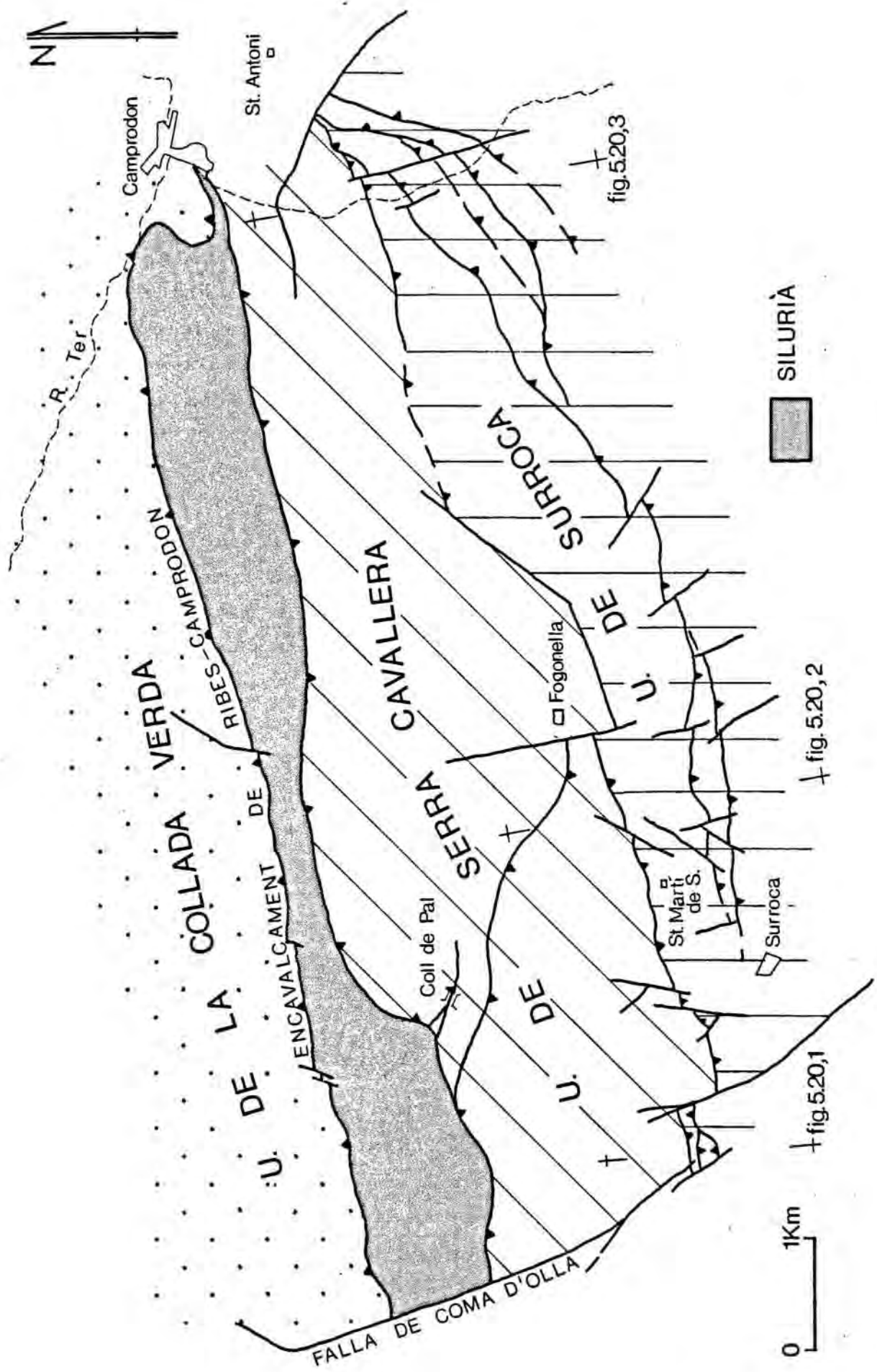


Figura 5.19. Esquema estructural del sector central.

nes, aflora al nucli d'un anticlinal de rampa a l'oest de Surroca. Entre els materials de la cobertora predominen els estefano-permians que, entre Surroca i el riu Ter, assoleixen una considerable amplada cartogràfica.

El límit inferior d'aquesta unitat s'ha establert en l'encavalcament més septentrional observable en els materials estefano-permians. Aquest encavalcament és assenyalat, a l'oest de Surroca, per afloraments de calcàries devonianes entre els materials detrítics estefano-permians. La disposició estructural d'aquests afloraments devonians ja va ésser descrita per Vergely (1970). Un tall al coll de Can Camps mostra, al nord de les calcàries devonianes, nivells estefano-permians amb carbó cabussant cap al sud i, al sud del Devonianà, nivells detrítics també estefano-permians cabussant cap al nord en posició invertida (fig. 5.20, 1). El contacte septentrional dels materials devonians cabussa fortament al sud i correspon a l'encavalcament inferior de la unitat de Surroca. Anòmalament en aquest punt, l'encavalcament baixa aparentment en la sèrie (l'estratificació dels nivells estefano-permians del bloc inferior cabussa menys graus que el pla d'encavalcament). Aquest fet és local i hom pot trobar diverses explicacions (basculaments previs, etc.), però no afecten la interpretació global de l'estructura.

La continuació de l'encavalcament inferior de la unitat de Surroca vers l'est no és patent a causa de l'existència de nombroses fractures en el sector de Surroca. Als voltants de l'ermita de Sant Martí de Surroca afloren capes de la unitat de trànsit amb cabussament feble vers el nord que podrien representar una rampa de bloc superior de l'encavalcament, inferior d'aquesta unitat. Aquest encavalcament és tapat en el veïnat de Fogonella per una massa rocosa de dimensions quilomètriques, despresa tardanament. A la vall del Ter es disposa paral·lelament a l'estratificació, a sobre de les dacites de Camprodon (fig. 5.20, 3).

Els materials superiors i més meridionals carto-



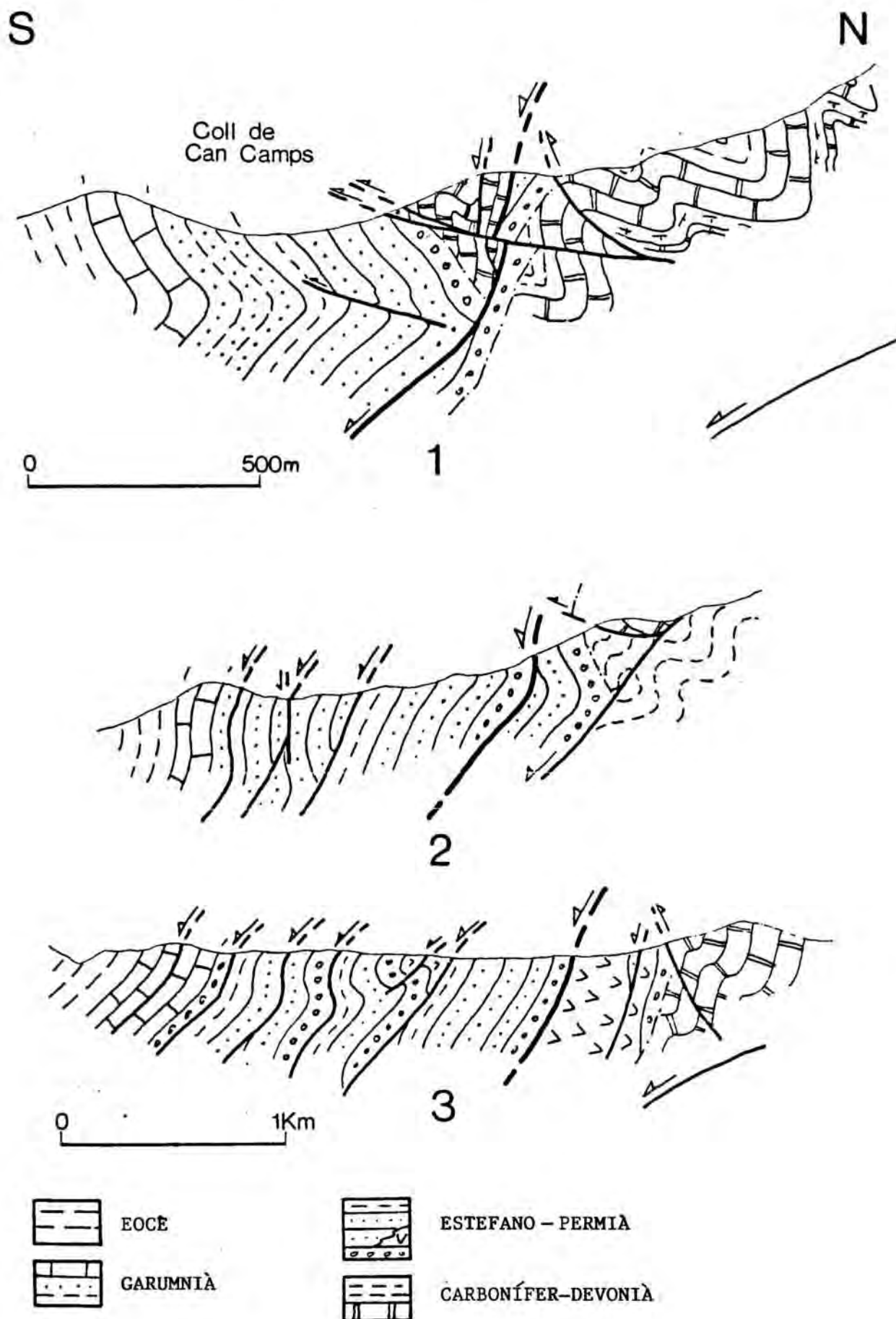


Figura 5.20 Talls de la unitat de Surroca. S'ha traçat amb una línia més gruixuda l'encavalcament inferior de la unitat de Surroca. Tall 1, segons Sàbat (1982), modificat. Talls 2,3, segons Gisbert et al. (1983) modificats.

grafiats de la unitat de Surroca corresponen a les calcàries garumnianes.

El límit occidental d'aquesta unitat és poc manifest. Es localitza al sistema de falles de la Coma d'Olla. El límit oriental és assenyalat, al marge esquerre del Ter, per l'atasconament brusc dels materials estefano-permians.

L'estructura interna de la unitat de Surroca es caracteritza per l'existència de nombroses làmines encavalcants de materials estefano-permians (fig. 5.20). La diferenciació d'encavalcaments en les capes vermelles de l'Estefano-Permià és francament difícil i únicament ha estat possible gràcies a l'estudi estratigràfic i sedimentològic que Gisbert (Gisbert et al, 1983) ha realitzat en aquesta àrea. A part de les repeticions litològiques, difícils de reconèixer, s'adverteixen, adesiara, diferències notables en el cabussament de les capes estefano-permianes que indiquen la presència de rampes de bloc superior i de bloc inferior. Totes aquestes làmines encavalcants convergeixen al sud de la ermita de Sant Antoni, al marge esquerre del riu Ter (fig. 5.21). Aquesta disposició es pot interpretar com l'acabament caudal d'un duplex constituït per les làmines encavalcants de la unitat de Surroca. Al marge esquerre del riu Ter (fig. 5.21) sembla que l'encavalcament superior d'aquest dúplex (localitzat entre calcàries garumnianes) baixi en la sèrie. Aquest fet pot ésser degut a una rampa lateral o obliqua (cal tenir en compte que el tall no és perpendicular a les estructures). La continuació de l'encavalcament paral·lel al contacte entre els materials estefano-permians, i garumnians, cap a l'oest del Ter, resta encara per resoldre.

A l'est de Surroca canvia la direcció dels encavalcaments i de l'estratificació dels materials post-hercynians i esdevé NE - SW. L'estratificació i els encavalcaments cabussen uns 50° predominantment cap al S-SE (fig. 5.22).

Les capes amb cabussament cap al nord corresponen



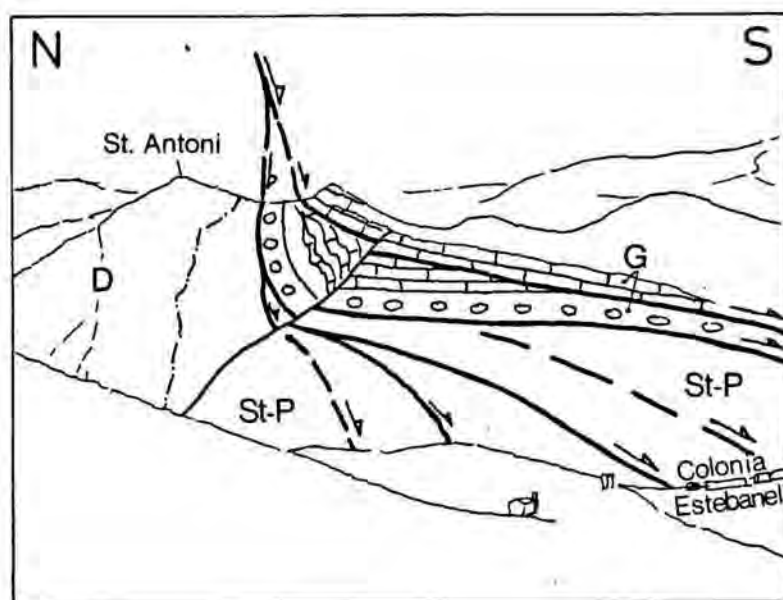
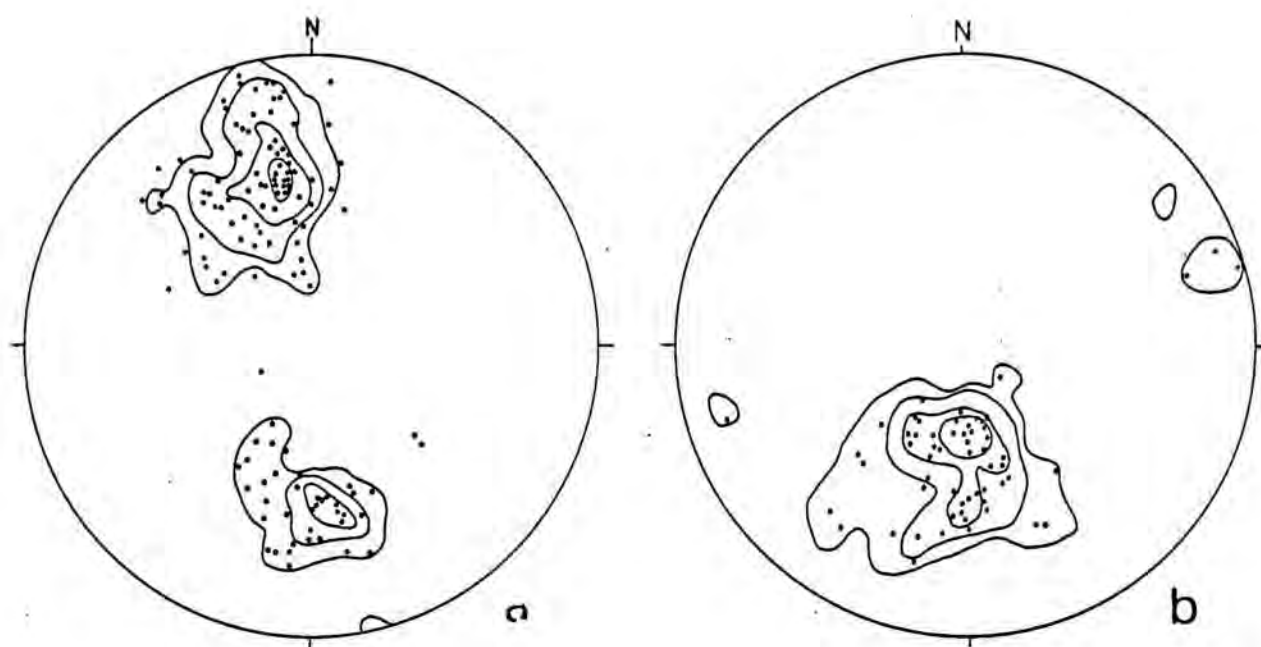


Figura 5.21. Acabament caudal del dúplex de les làmines encavalcants de materials estefano-permians de la unitat de Surroca. Marge est del riu Ter al sud de Camprodon. (D) Devonià, (St-P) Estefano-Permià , (G) Garumnà.



**Figura 5.22.** Estereogrames de la unitat de Surroca. a) Estratificació, 132 pols; 2, 4.5, 7 i 12%. b) clivatge, 62 pols; 2, 5.11, 16%.

a rampes de bloc superior. No s'observen plecs que afectin els encavalcaments.

El clivatge de la unitat de Surroca és poc penetratiu i desigualment representat en els materials estefano-permians; al contrari, en les margues del Garumnià és molt ben desenvolupat i forma un angle aproximadament recte amb l'estratificació. No s'hi han observat plecs associats. Els plans de clivatge projectats en l'estereograma de la figura 5.22 corresponen als afloraments on l'estratificació cabussa cap al sud (cabussament majoritari dels nivells carbonàtics del Garumnià).

### Unitat de Serra Cavallera

Constituïda fonamentalment per materials del Devonià i del Carbonífer prehercinià. A la vora meridional afloren nivells detrítics amb carbó de l'Estefano-Permià discordants a sobre dels terrenys prehercinians.

El límit inferior d'aquesta unitat s'ha situat en el contacte entre les calcàries devonianes i els materials silurians, al nord de la Serra Cavallera (fig. 5.19). Aquest contacte és un encavalcament; tot i que al sector central no hi ha cap evidència sí que se n'adverteixen al sector occidental i a l'oriental. L'encavalcament inferior de la unitat de Serra Cavallera es troba, en molts indrets, tapat per grans blocs despresos de calcàries devonianes. Aquest encavalcament cabussa cap al sud, pocs graus al sector oest (al nord de Coll de Pal) i molt redreçat, a l'est (en la vall del Ter).

El límit superior (meridional) de la unitat de Serra Cavallera correspon a l'encavalcament inferior de la unitat de Surroca i queda limitat a occident per la falla de la Coma d'Olla.

L'estructura interna de la unitat de Serra Cavallera és simple. S'hi han diferenciat dues làmines encaval-

cants separades per un encavalcament amb fort cabussament cap al sud (fig. 5.20, 2). La làmina encavalcant occidental se situa per sobre de la oriental (fig. 5.19).

### Unitat de la Collada Verda

És la continuació de la unitat estructural descrita en el sector occidental. Constituïda per terrenys del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior. L'encavalcament Ribes-Camprodon limita al sud aquesta unitat, el qual, s'assenta al sector central, per sobre de les lutites silurianes.

#### 5.3.2. DISCUSSIÓ

L'estructura del sector central al sud de l'encavalcament de Ribes-Camprodon, és similar a l'estructura de més a l'oest de la falla de Nevà - Can Maians (unitat de Castellar de N'Hug). Les làmines encavalcants són constituïdes per materials hercinians suprasilurians i per una cobertora amb nivells detrítics vermells estefano-permians. Els encavalcaments cabussen cap al sud (uns 50°) i es disposen majoritàriament paral·lels entre si. Sobre el terreny s'observen poques línies d'entroncament i pràcticament cap plec de bloc superior que involucri encavalcaments. Aquests fets no permeten d'esbrinar la seqüència d'encavalcaments en aquest sector.

Entre l'encavalcament fora de seqüència de Ribes-Camprodon i les calcàries devonianes de la unitat de Serra, Cavallera aflora una àmplia banda de materials silurians. Tot i que en el sector central no aflora res més per sota d'aquests materials, tant a l'oest com a l'est s'observen làmines encavalcants inferiors de sòcol i cobertora. Les lutites silurianes constitueixen el nivell de desenganxament de les unitats amb Paleozoic superior, motiu pel qual és lògic suposar que, a sota de les lutites silurianes

i de la unitat de la Collada Verda, es troba l'encavalcament de Serra Cavallera.

## 5.4. ESTRUCTURA DEL SECTOR ORIENTAL

### 5.4.1. UNITATS ESTRUCTURALS

En el sector oriental, a l'est del riu Ter, la diferenciació d'unitats estructurals no és tan evident com en els altres dos sectors descrits anteriorment. Aquest fet es deu a l'existència de nombroses làmines i llenties encavalcants de dimensions reduïdes i d'una continuïtat lateral limitada. Aquestes característiques han determinat que en el sector oriental es trobin estructures d'encavalcaments, que subministren una informació estructural no obtinguda en els altres sectors. L'àrea cartografiada és travessada longitudinalment per un encavalcament que representa la continuació de l'encavalcament de Ribes-Camprodon. Aquest encavalcament permetrà, si més no, de diferenciar una unitat estructural al nord i un conjunt de làmines encavalcants al sud, de les quals només se n'ha diferenciat la que ocupa una major extensió (fig. 5.23). Tot seguit es descriuran aquestes unitats i els sectors que, a causa de la seva complicació estructural, han estat estudiats més al detall.

#### Unitat de la Collada Verda

Com el seu nom indica és la continuació de la unitat descrita anteriorment. És constituïda per materials del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior i està limitada al sud per l'encavalcament de Ribes-Camprodon.



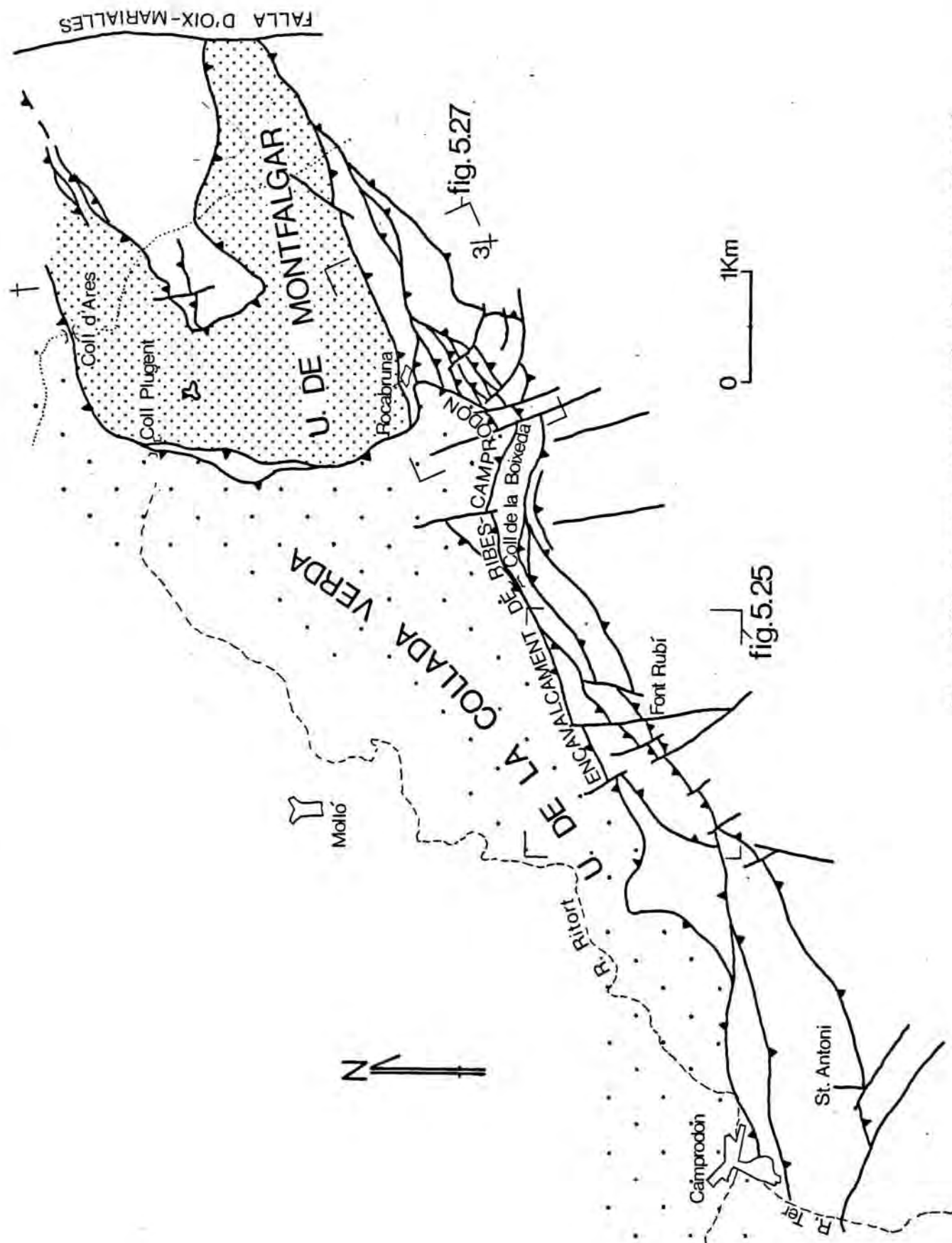


Fig. 5.23. Esquema estructural del sector oriental.

Aquest encavalcament afecta materials del Garumnià prop del Coll de la Boixeda, fet que demostra la seva edat alpina (fig. 5.23). Cal recordar que l'encavalcament de Ribes-Camprodon es localitza sempre, vers l'oest, entre materials hercinians. Aquest encavalcament canvia d'orientació entre Rocabruna i el coll Plugent, on pren una direcció N-S amb cabussament cap a l'oest. A l'est d'aquest coll la seva direcció torna a ésser WSW-ENE. Aquest canvi d'orientació de l'encavalcament de Ribes-Camprodon s'ha interpretat com l'efecte cartogràfic d'una rampa lateral. En les situacions en què l'encavalcament de Ribes-Camprodon s'allotja entre materials cambro-ordovicians, es desenvolupen salbandes de falla (fault gauges) les quals poden assolir una potència superior als 100 m. Són especialment visibles al coll Plugent on s'observen dins de la salbanda, blocs triturats de diferents litologies i edats, entre els que cal destacar uns de calcàries i conglomerats garumnians. Aquesta circumstància, endemés de posar de manifest l'edat alpina de l'encavalcament de Ribes-Camprodon, planteja el problema de l'existència de materials garumnians al bloc inferior, sota de la unitat de la Collada Verda. Al coll de la Boixeda també s'adverteixen salbandes de falla que afecten fonamentalment els materials de l'Ordovicià superior.

### Unitat de Montfalgar

La integren terrenys del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior (fig.5.23).

El límit inferior és assenyalat per un encavalcament, el bloc inferior del qual està format per materials cambro-ordovicians i garumnians, que afloren en una semifinestra tectònica anomenada de les Ferreres i constitueixen una rampa frontal de bloc inferior (fig. 5.27). Aquest encavalcament, al nord de la semifinestra, talla el sòcol i les capes del Garumnià detrític i, al sud d'ella, s'assenta sobre les calcàries garumnianes.

A l'oest de coll Plugent aflora una petita finestra tectònica amb roques cambro-ordovicianes triturades, per sota de l'encavalcament inferior de la unitat de Montfalgar. La manca de materials de la cobertora en aquesta finestra, demostra l'existència, en el bloc inferior, d'una rampa lateral a més de la rampa frontal. L'encavalcament inferior de la unitat de Montfalgar és plegat en un antiforme, al nucli del qual afloren ambdues finestres tectòniques.

Aquest plec pot ésser provocat per la rampa de bloc inferior o bé pot representar una culminació originada per un encavalcament profund.

El límit superior i meridional d'aquesta unitat s'ha situat en el contacte entre els materials de l'Ordovicià superior i els del Garumnià. Aquest contacte és probablement un nivell de desenganxament mitjançant el qual les capes garumnianes de la cobertora haurien estat desplaçades vers el sud. El nivell de desenganxament és subvertical i és involucrat en una rampa de bloc superior de l'encavalcament inferior de la unitat de Montfalgar (fig. 5.27).

El límit occidental i septentrional d'aquesta unitat és assenyalat per l'encavalcament de Ribes-Camprodon. Està limitat a l'orient per una fractura important que s'ha anomenat falla d'Oix-Marialles.

### Làmines encavalcants meridionals

Són totes aquelles làmines i llenties encavalcants, tant de sòcol com de cobertora, situades al sud de les dues unitats estructurals anteriors.

A l'est del riu Ter, la unitat de Serra Cavallera (definida en el sector central) ocupa una reduïda extensió al sud del turó de l'ermita de Sant Antoni. A l'est d'aquesta ermita les calcàries devonianes afloren entre capes del Garumnià (fig. 5.23) fins al coll de la Boixeda, on hi ha l'aflorament de terrenys del Devonian més oriental dels Pirineus meridionals.

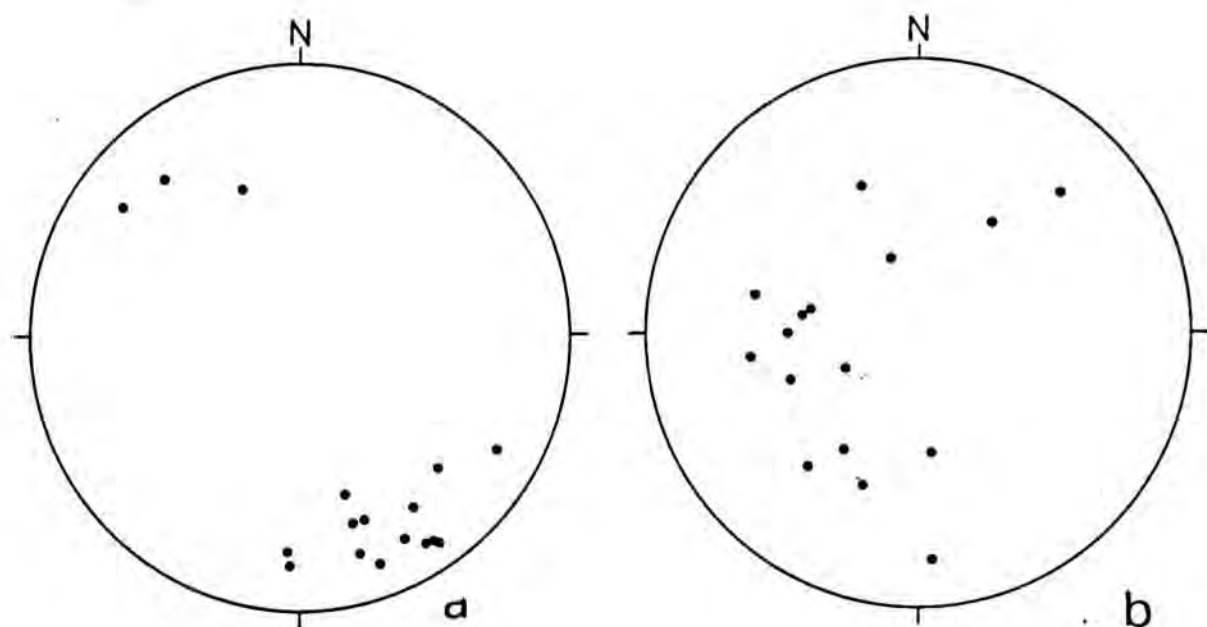
Tal com s'ha comentat anteriorment, totes les làmines encavalcants amb materials estefano-permians s'entronquen al sud de la ermita de Sant Antoni. Més a l'est d'aquesta ermita únicament continuen les capes garumnianes de la làmina encavalcant superior de la unitat de Surroca.

La simplicitat de l'estructura al meridià de la ermita de Sant Antoni (vegeu talls inclosos en aquesta memòria) contrasta amb la complicació estructural que s'adverteix més a l'est, on afloren làmines encavalcants situades estructuralment per sota de la unitat de Serra Cavallera. Al sud de Sant Antoni les capes garumnianes cabussen de subverticals a fortament cap al nord, en posició invertida. El clivatge es disposa perpendicularment a l'estratificació (fig. 5.24).

S'han estudiat al detall dues àrees, una d'elles en la urbanització de Font Rubí, situada al SE del coll de la Boixeda, i l'altra als voltants de Rocabruna (fig. 5.23).

En la urbanització de Font Rubí apareix un conjunt de capes garumnianes completament envoltades per materials hercinians (fig. 5.25). Les capes garumnianes estan per sobre de roques del Devonian i Silurià i són encavalcades, pel nord, per terrenys de l'Ordovicià superior de la unitat de la Collada Verda. El contacte entre les calcàries garumnianes i els materials silúrico-devonians que representen la continuïtat de la unitat de Serra Cavallera al sud, té una significació incerta. Aquest contacte, de direcció WSE-ENE, cabussa cap al nord uns 45°. Si es prenen els nivells garumnians més meridionals com a referència, aquest contacte pot ésser interpretat com una falla normal (fig. 5.25). Ara bé, donat que en tot el sector oriental no s'observa cap altra estructura distensiva paral·lela a la direcció dels encavalcaments, aquest contacte ha estat interpretat com un encavalcament secundari associat a l'encavalcament de Ribes-Camprodon.

Segons aquesta idea, els terrenys garumnians més al nord i envoltats per roques hercinianes representen



**Figura 5.24.** Estereogrames de l'extrem oçcidental del sector oriental.  
a) Estratificació (16 pols). b) clivatge (15 pols).



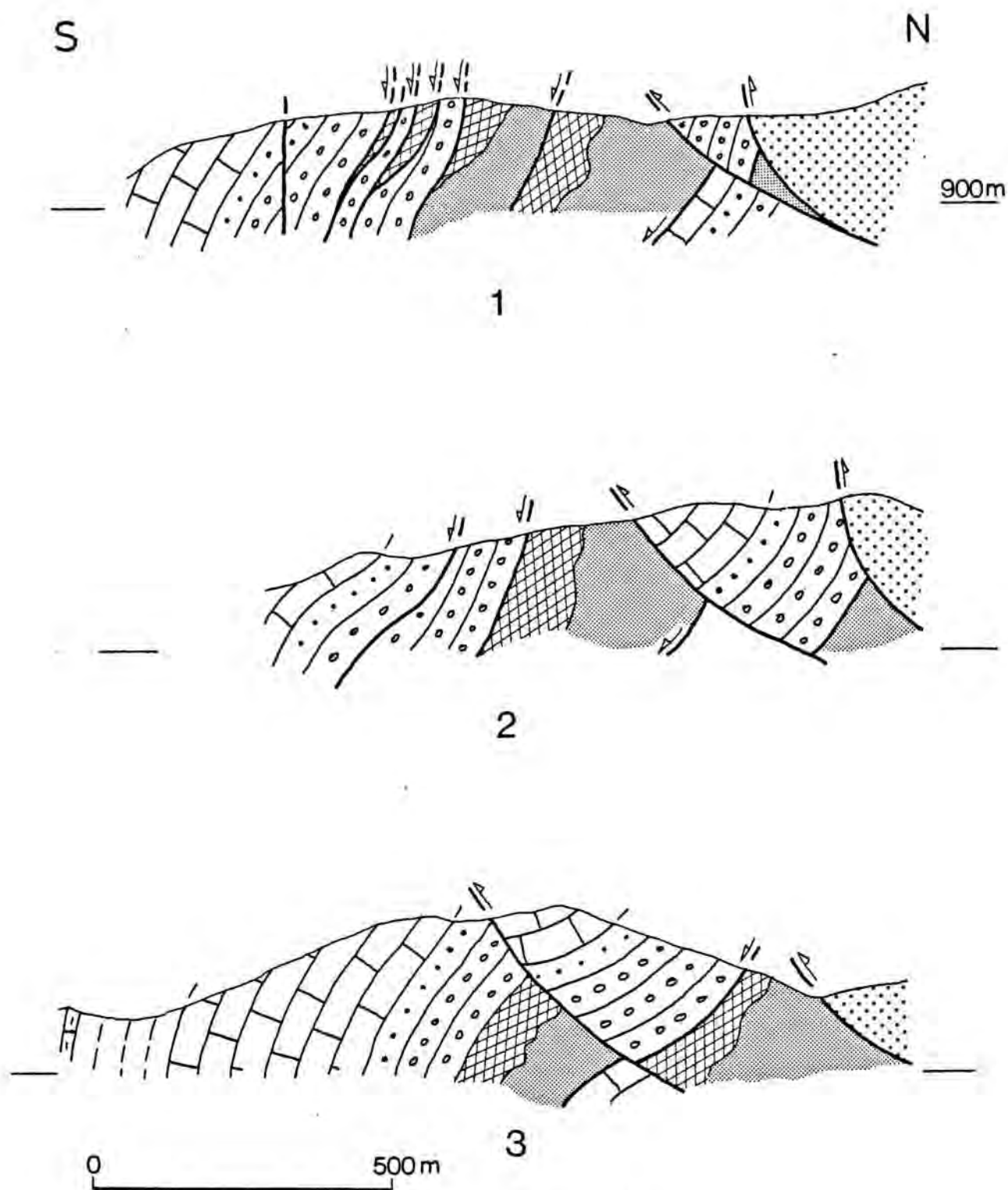
una làmina encavalcant localitzada per sota de les calcàries devonianes del turó de Sant Antoni, posteriorment desplaçada cap al sud pel sistema d'encavalcaments de Ribes-Camprodon. Cal tenir en compte que, just a l'est del coll de la Boixeda, afloren conglomerats i calcàries garumnianes per sota de les calcàries devonianes.

Els carrers de la urbanització de Font Rubí permeten d'observar, en excel·lents condicions, el contacte entre les calcàries devonianes i els conglomerats garumnians situats més al sud. Aquest contacte és un nivell de desenganxament, tal com posen de manifest les nombroses repeticions de calcàries devonianes i conglomerats garumnians existents prop del contacte (fig. 5.25, B). Localment s'adverteixen fins a sis petites llenties encavalcants de calcàries devonianes entre llenties de conglomerats garumnians de potència mètrica en ambdós casos.

L'estratificació dels materials posthercinians cabussa fortament cap al sud. El clivatge, ben desenvolupat en els nivells Carbonàtics, cabussa vers el N-NE (fig. 5.26).

Dúplex de Rocabruna. Al sud de Rocabruna afloren nombroses llenties encavalcants tant de sòcol com de cobertora (fig. 5.27). Les llenties de sòcol estan constituïdes per materials del Silurià i de l'Ordovicià superior; les de cobertora són de capes garumnianes, a excepció d'una que és formada per conglomerats estefano-permians.

Totes aquestes llenties encavalcants constitueixen un dúplex que s'ha anomenat dúplex de Rocabruna. Els encavalcaments entronquen vers l'est amb l'encavalcament inferior del dúplex situat a sobre dels materials garumnians més septentrionals, desenganxats per sobre de l'Ordovicià superior de la unitat de Montfalgarr (fig. 5.27). La majoria dels punts d'entroncament representats en el mapa corresponen a línies d'entroncament laterals o obliques. Efectivament, al camp s'observa l'acabament lateral d'un dúplex. El dúplex de Rocabruna és tallat a l'oest per l'encavalcament de

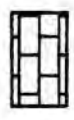


**Figura. 5.25.** Esquema cartogràfic i talls del sector als voltants de la urbanització de Font Rubí. Vegeu fig. 5.23 per a la situació.

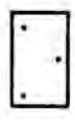
EOCÈ



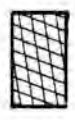
GARUMNIÀ CARBONÀTIC



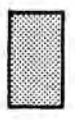
GARUMNIÀ DETRÍTIC



DEVONIÀ



SILURIÀ



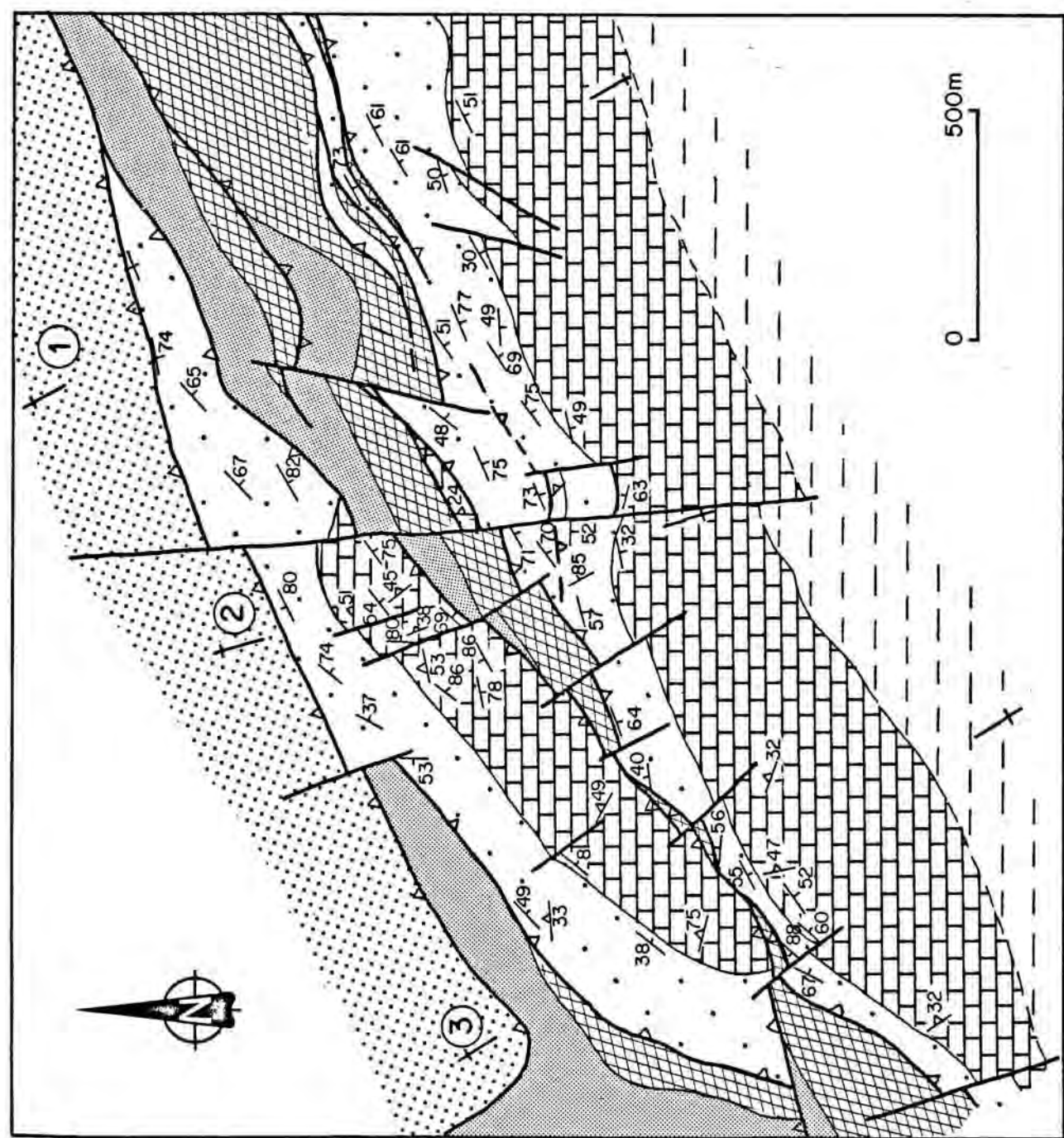
ORDOVICIÀ SUPERIOR

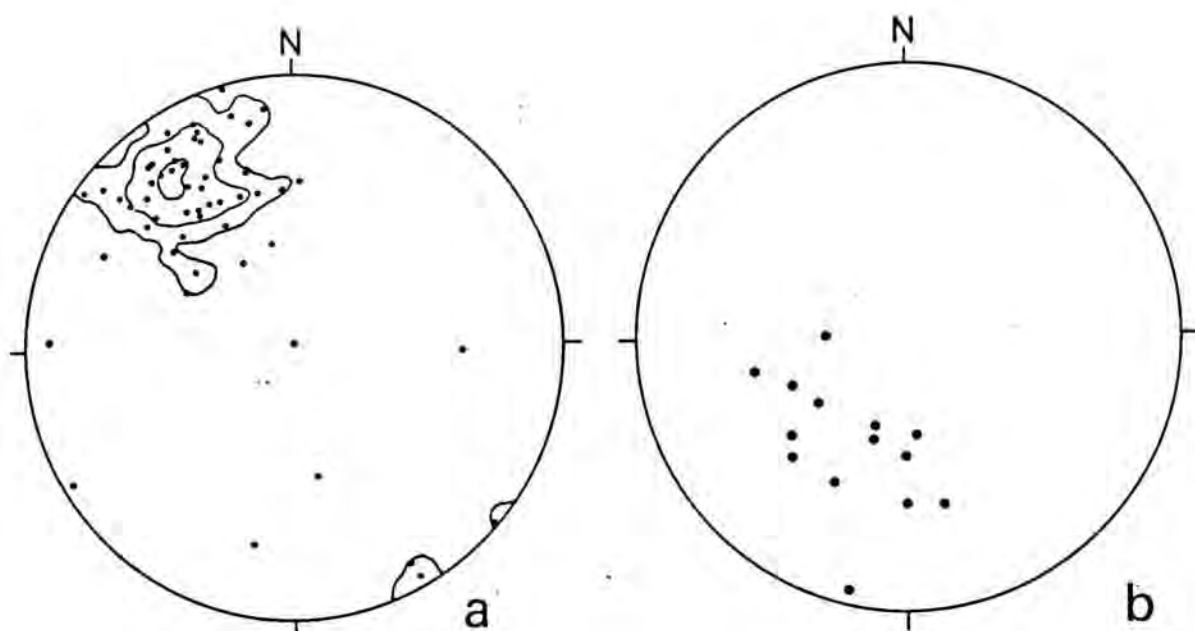


ESTRATIFICACIÓ

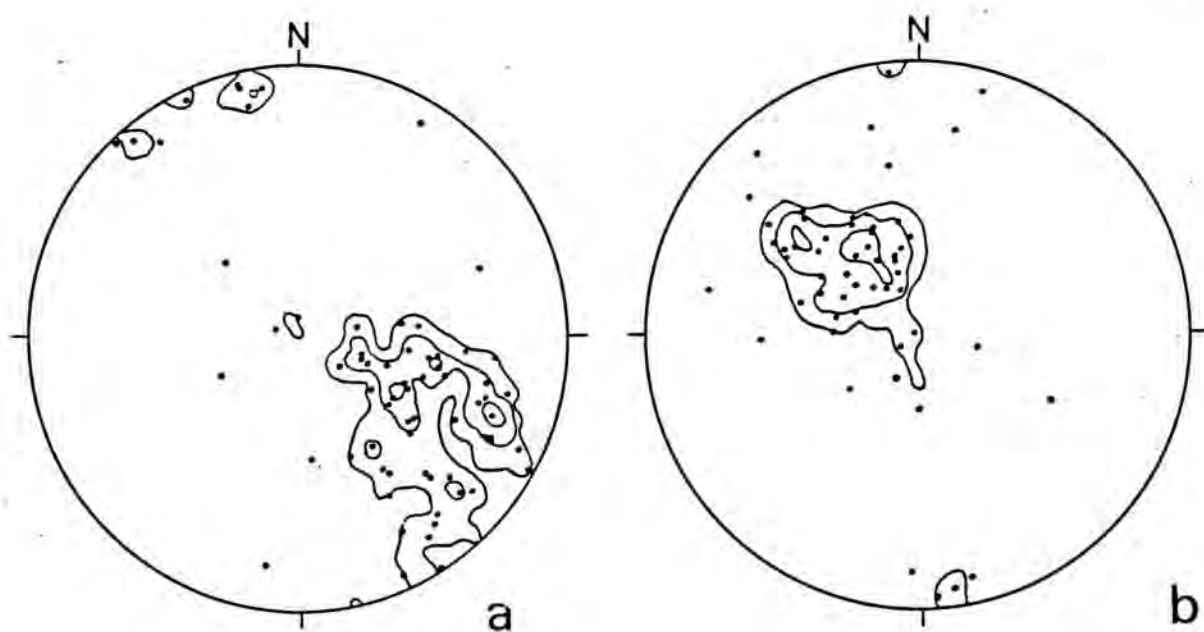


CLIVATGE





**Figura 5.26** Estereogrames corresponents al sector cartografiat als voltants de Font Rubí (fig. 5.25). a) Estratificació (57 pols; 3.5, 7 i 14%) b). Clivatge (14 pols).



**Figura 5.28** Estereogrames del dúplex de Rocabruna. a) Estratificació (67 pols; 3,6 i 9%). b) Clivatge (54 pols; 4,7 i 11%).

Ribes-Camprodon. Els encavalcaments i l'estratificació, invertits, cabussen cap al nord. En la llentia encavalcant superior, constituïda per calcàries garumnianes i margues eocenes, es veu una rampa de bloc superior on l'estratificació cabussa de subhoritzontal a pocs graus cap al nord en posició invertida (fig. 5.27). Com en tots els altres sectors descrits, el clivatge es disposa perpendicularment a l'estratificació, i per tant en el dúplex de Rocabruna cabussa majoritàriament cap al sud (fig. 5.28). Tot aquest dúplex està actualment verticalitzat. Si es col·loca cap per avall l'esquema cartogràfic de la figura 5.27 s'obté un tall longitudinal del dúplex de Rocabruna anterior a la seva verticalització. De l'observació d'aquest improvisat tall es desprèn que la part que actualment aflora del dúplex de Rocabruna podria correspondre a la meitat d'un apilament antiformal truncat per l'encavalcament de Ribes-Camprodon.

#### 5.4.2. DISCUSSIÓ

A l'igual que al sector occidental, en aquest, les làmines encavalcants són constituïdes per materials del Paleozoic inferior i del Garumnià. Estan localitzades per sota d'unitats amb terrenys silúrico-devonians i formen part de dúplexs.

Un tall a la vertical de Rocabruna (fig. 5.27) és comparable amb un tall a través de la finestra del Freser (fig. 5.10). En efecte, el dúplex de Rocabruna, juntament amb els nivells del Garumnià que representen la cobertora desenganxada de la unitat inferior de sòcol són involucrats en una rampa de bloc superior d'un encavalcament situat més ensota que, a Rocabruna, és l'encavalcament inferior de la unitat de Montfalgarr. En el bloc inferior d'aquest encavalcament i a l'igual que a la vall del Freser afloren materials del Paleozoic inferior amb una cobertora garumniana poc potent en finestra tectònica.

El fet que els encavalcaments localitzats a un nivell més alt (actualment els més meridionals) estiguin



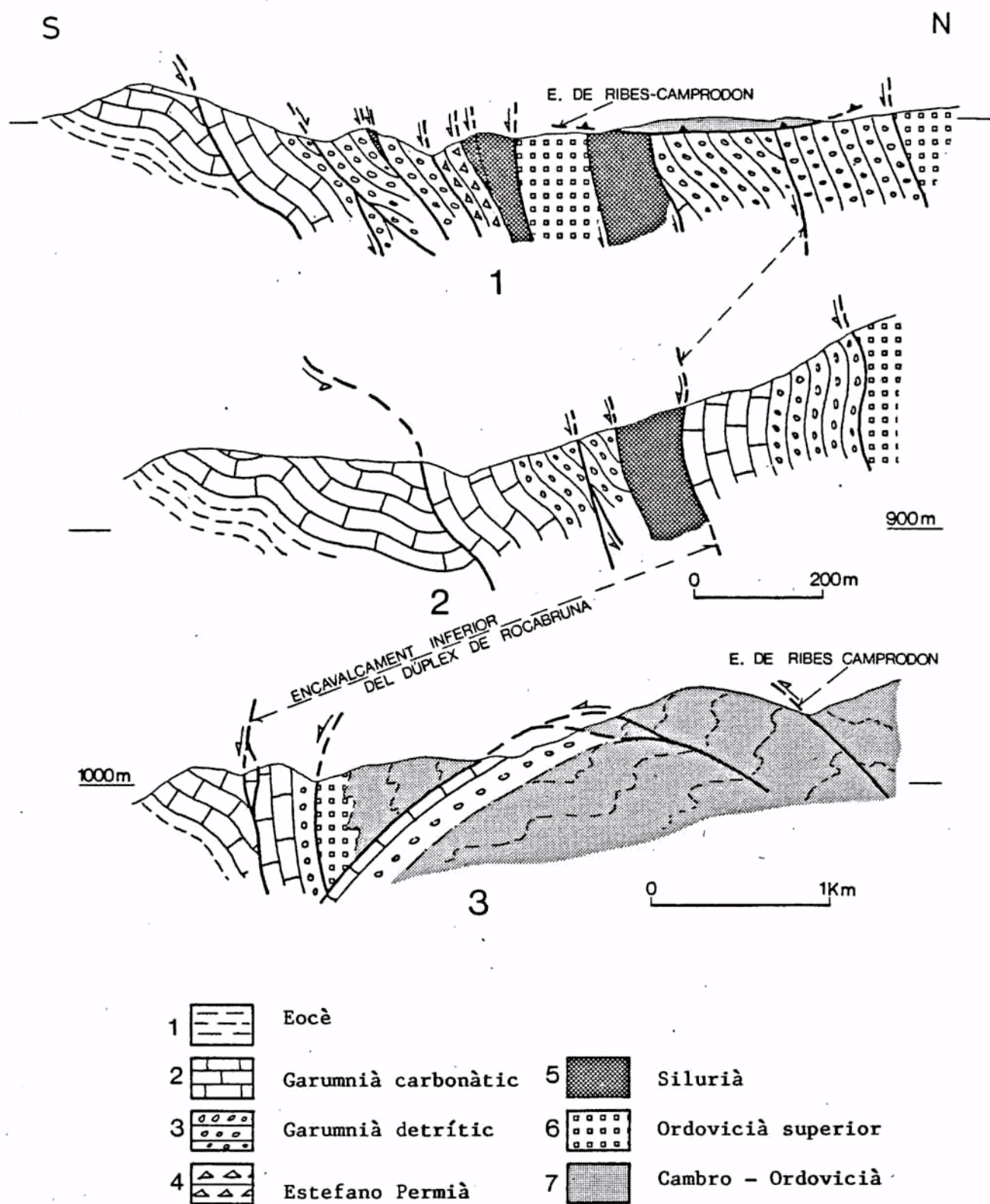
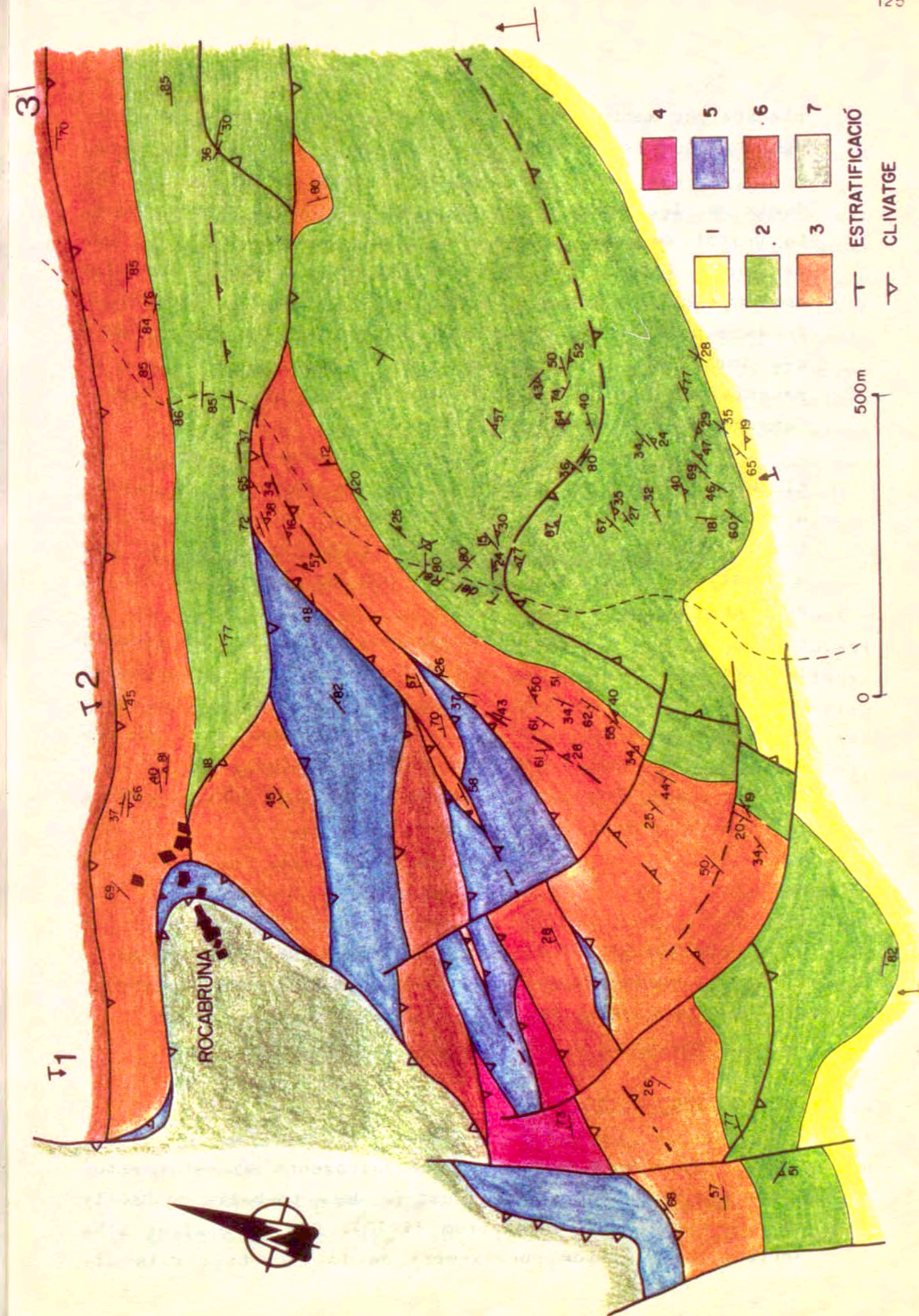


Fig. 5.27. Esquema cartogràfic i talls del dúplex de Rocabrunga. Vegeu fig. 5.23. per a la situació.







plegats per anticlinals de rampa d'encavalcaments inferiors demostra una seqüència d'encavalcament de bloc inferior.

Cal destacar l'important escurçament que es dedueix de les nombroses repeticions de sòcol i cobertora. La unitat de Montfalgarr té un desplaçament mínim de 2 km. La rampa lateral de l'encavalcament de Ribes-Camprodon demostra un desplaçament mínim de la unitat de la Collada Verda superior als 4 km, desplaçament que ha d'ésser molt més important, sobretot si tenim en compte els blocs de materials garumnians pinçats en l'encavalcament de Ribes-Camprodon a coll Plugent.

La direcció de les estructures principals en el sector oriental és NE-SW. Aquesta direcció es manté, a grans trets, constant des de Surroca, en el sector central, fins a la falla d'Oix-Marialles (fig. 5.23). Més a l'est, a la Garrotxa, les estructures pirinenques tornen a tenir una direcció E-W.

De l'anàlisi dels estereogrames d'estratificació i clivatge (fins 5.24, 5.26 i 5.28) es desprèn que aquestes dues superfícies formen un angle recte i que totes dues estan plegades conjuntament. Els plecs observats són de bloc superior; no se n'han observat de sinfoliaris.

Les fractures tardanes estan poc desenvolupades i tenen una direcció predominant NNW-SSE.

## 5.5. MESOESTRUCTURES RELACIONADES AMB EL DESENVOLUPAMENT DELS ENCAVALCaments : EXEMPLE DE L'APILAMENT ANTIFORMAL DE LA VALL DEL FRESER,

### 5.5.1. INTRODUCCIÓ

La geometria dels encavalcaments ha estat estudiada per nombrosos autors després dels treballs de Bailly et al. (1966) i de Dahlstrom (1970). Com a resultat s'ha arribat a un millor coneixement de la geometria dels ci-

nyells d'encavalcaments. Malgrat tot, la deformació associada als encavalcaments dins de les làmines encavalcants és encara, comparativament, no massa ben coneguda. La majoria dels treballs publicats fins ara tracten sobre els models de la deformació quantificada en les làmines encavalcants (Coward i Kim, 1981; Fischer i Coward, 1982) o sobre models teòrics de distribució d'esforç i deformació en les làmines encavalcants (Berger i Johnson, 1982; Wiltschko, 1981). Els models referents a la distribució de la deformació han estat principalment deduïts a partir de làmines encavalcants deformades en règims dúctils, on predominen les zones de cisalla i les roques milonítiques, com per exemple l'àrea de l'encavalcament del Moine (nord d'Escòcia). En canvi, en àrees deformades en condicions fràgils, s'han dut a terme pocs estudis d'aquest tipus.

En el present treball s'han estudiat les mesoestructures relacionades amb el desenvolupament de l'apilament antiformal de la vall del Freser, i s'ha posat èmfasi en les característiques geomètriques, la cronologia relativa i la localització de les estructures respecte de l'apilament antiformal. Les làmines encavalcants estudiades van ésser deformades en un nivell estructural superficial, on es desenvoluparen simultàniament clivatge i fractures.

Com ja s'ha dit, les làmines encavalcants de la zona estudiada involucren materials de la cobertora i del sòcol. S'ha posat especial compte, en les làmines encavalcants amb terrenys de la cobertora i, especialment, del Garumnià, on el clivatge és ben desenvolupat. En els materials hercinians les estructures de deformació associades als encavalcaments alpins es superimposen a les estructures hercinianes, fet que dificulta la diferenciació entre ambdues.

Les tres unitats litològiques del Garumnià (nivells silícics, alternança de calcàries, calcàries margoses i margues i calcàries massisses) permeten de comparar les estructures desenvolupades en funció de les propietats mecàniques de les roques. Per aquest estudi és

important de recordar l'existència d'un clivatge present en totes les làmines encavalcants amb materials de la cobertora. Tal com s'ha comentat anteriorment, aquest clivatge es desenvolupà amb anterioritat o simultàniament als primers moviments de les làmines encavalcants. Les estructures que resulten de l'evolució del sistema d'encavalcaments afecten, en conseqüència, l'estratificació i el clivatge, i són més evidents les que deformen el clivatge. Cal tenir en compte que aquest clivatge és ben desenvolupat en les margues i calcàries margoses i molt feble en els nivells silícics del Garumnià i de l'Estefano-Permià i en les calcàries massisses garumnianes.

Les observacions realitzades han estat efectuades fonamentalment en la part frontal de l'apilament antiformal de la vall del Freser on predominen els anticlinals de rampa.

#### 5.5.2. DESCRIPCIÓ DE LES MESOESTRUCTURES

A la unitat de Montgrony (fig. 5.4) es poden reconèixer les següents mesoestructures:

Les calcàries garumnianes presenten sistemes conjugats d'esquerdes de tensió reomplertes de calcita (fig. 5.29,A). Aquestes esquerdes són congruents amb el desenvolupament del clivatge, malgrat que han estat dissoltes al llarg dels plans de clivatge (fig. 5.29,A). Això ha permès de calcular la quantitat d'escurçament.

Tot i que el clivatge forma, a grans trets, un angle recte amb l'estratificació, al detall mostra, sovint, una disposició sigmoidal, especialment en les capes de margues i calcàries margoses. Aquest fet ha estat provocat per un cisallament paral·lel a les capes. Els sigmoides del clivatge demostren l'existència de dues direccions de moviment; una d'elles és coincident amb el sentit de desplaçament dels encavalcaments (vers el sud) i s'anomenarà cisalla positiva. L'altra cisalla, de sentit oposat





**A**



**B**



**C**

**Figura 5.29** Mesoestructures a les capes carbonàtiques de la unitat de Montgrony. A i C, santuari de Montgrony. B, riu Arija.

a la direcció de desplaçament dels encavalcaments, s'anomenarà cisalla negativa. La cisalla paral·lela a les capes es desenvolupa preferencialment entre capes de diferent competència; el clivatge tendeix a ésser paral·lel a l'estratificació en els nivells més incompetents.

Sobre els plans d'estratificació es formen estries com a conseqüència de lliscaments capa sobre capa. Les estries i les recristal·litzacions de calcita associades demostren, igual com els sigmoïdes del clivatge, dos sentits de moviment: positiu i negatiu.

El clivatge és plegat i forma kink-bands (fig. 5.29, B). Els plecs varien de simètrics a asimètrics vergents cap al sud. Paral·lelament als plans axials i aproximadament paral·lel a l'estratificació es desenvolupa molt puntualment un clivatge estilolític espaiat.

En algunes capes s'origina un altre clivatge, no associat als kink-bands (fig. 5.29, C). Aquest forma un angle recte amb l'estratificació i talla el primer i més penetratiu clivatge descrit, el qual presenta una disposició asimptòtica respecte de l'estratificació.

En el tall del riu Freser (figs. 5.10 i 5.30) s'observa, tal com s'ha dit anteriorment, l'acabament caudal d'un apilament antiformal de dimensions hectomètriques involucrat en una rampa de bloc superior de l'encavalcament el bloc inferior el qual aflora en la finestra tectònica del Freser. Aquest apilament antiformal representa un bon exemple per estudiar la disposició variable del clivatge i de les estructures que l'afecten en cadascuna de les làmines encavalcants.

En les capes garumnianes que afloren en la finestra tectònica (fig. 5.10), el clivatge presenta un plec obert el qual està, potser, relacionat amb una culminació associada a un encavalcament inferior. No s'observen mesoestructures que afectin aquest clivatge. Les capes detríctiques del Garumnià descriuen plecs compatibles amb la formació del clivatge.

En l'apilament antiformal verticalitzat (fig. 5.30) les estructures més desenvolupades són kink-bands

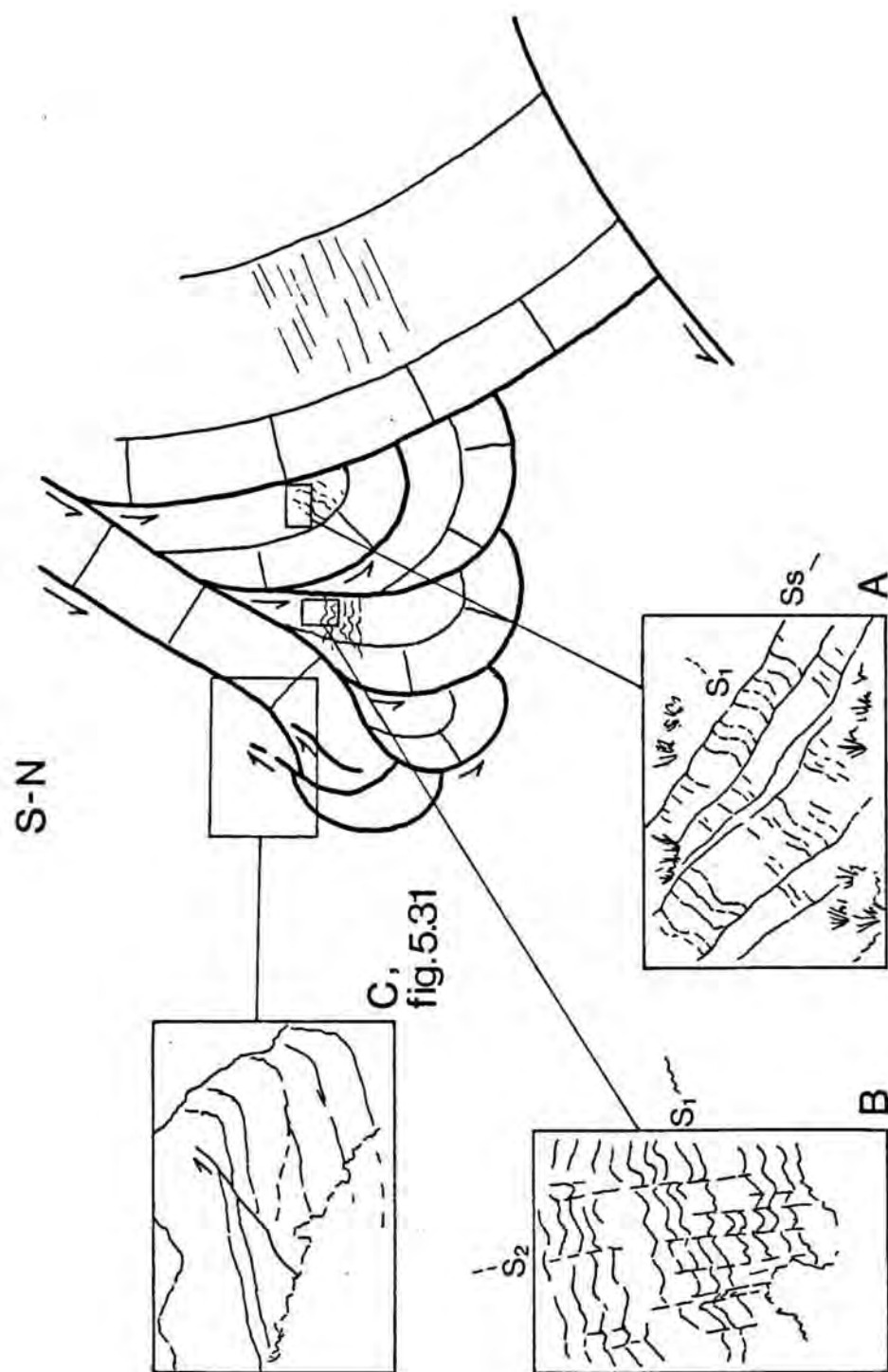


Figura 5.30 Mesoestructures desenvolupades en un apilament antiformal involucrat en una rampa de bloc superior. Tall del riu Freser. Vegeu figs. 5.10 i 5.9 per a la situació.



A



B



C

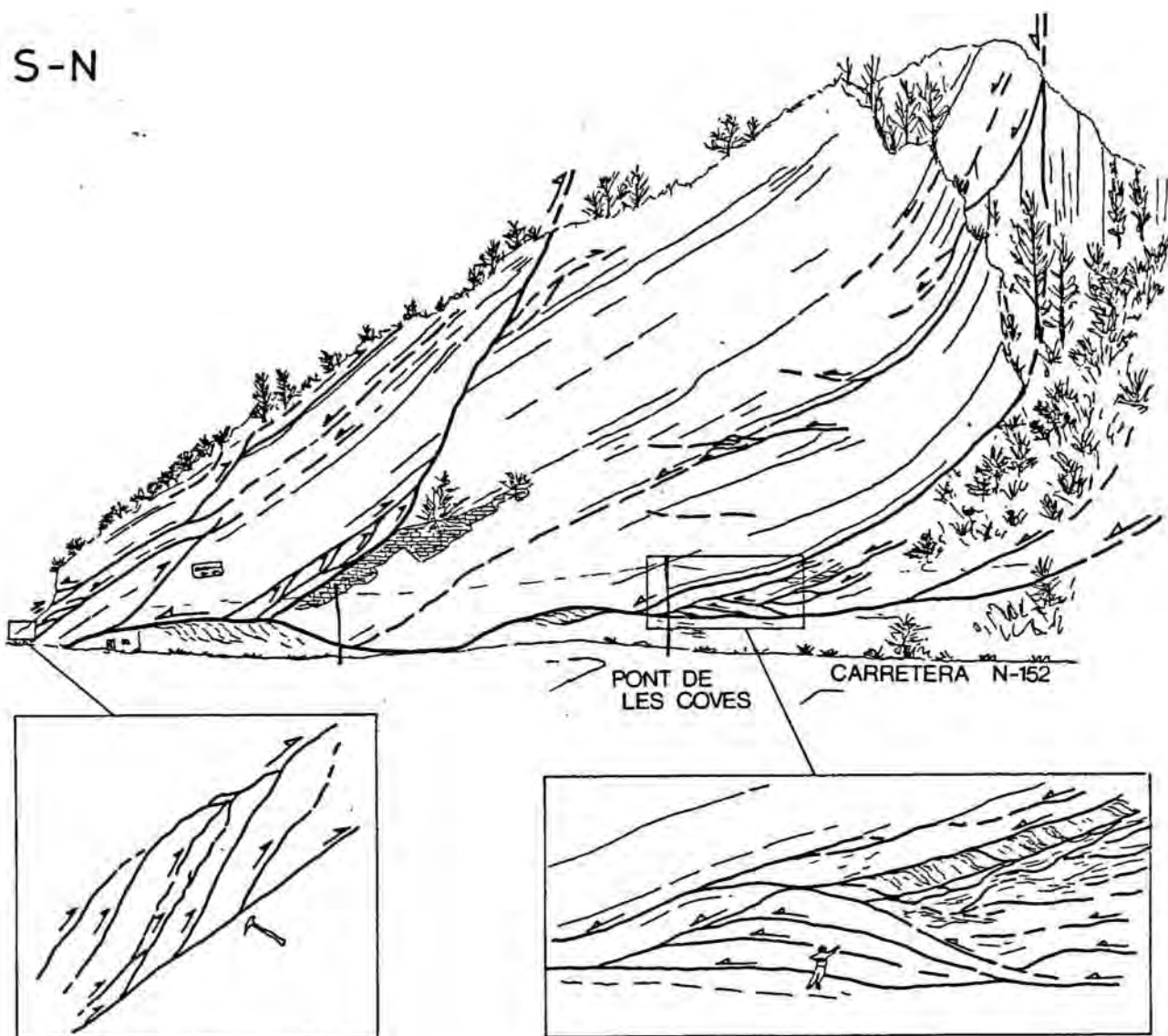
del clivatge. El nombre de kink-bands s'incrementa cap a les llenties encavalcants superiors (actualment les més meridionals) alhora que aquests s'apreten més. En el bloc inferior de l'encavalcament inferior de l'apilament antiformal, el clivatge cabussa vers el sud i està pràcticament sense deformar; en una llentia encavalcant superior el clivatge presenta plecs oberts (fig. 5.30,A); en la següent llentia encavalcant superior els kink-bands estan molt ben desenvolupats i presenten un pla axial subparal·lel a l'estratificació (fig. 5.30,B), i finalment la llentia encavalcant superior de l'apilament antiformal consta d'una capa gruixuda de calcàries, constituïda per un dúplex (vegeu l'apartat 5.2.1.). Aquesta làmina encavalcant presenta retroencavalcaments als quals es troben associats dúplex de dimensions decamètriques (retrodúplexs) (figs. 5.31). La intersecció entre els retroencavalcaments i els encavalcaments del dúplex sóna lloc a la formació de pop-ups. Totes aquestes estructures són paleses a la pedrera abandonada del pont de les coves.

Al sud de Bruguera l'existència de nombrosos encavalcaments i anticlinals de rampa permet d'esbrinar les estructures que es formen a les rampes de bloc superior. En el sector cartografiat al detall de la fig. 5.11 s'observen les següents mesoestructures:

Kink-bands del clivatge que són presents a tot arreu. Aquests plecs vergeixen cap al sud i tenen associat un clivatge de pla axial, estilolític en les calcàries margoses (fig. 5.32, A,B) i de crenulació en els nivells margosos. El clivatge de pla axial és, a voltes, paral·lel a les esquerdes de tensió, les quals estan associades amb el clivatge anterior a la formació dels kink-bands. També relacionades amb aquest clivatge s'adverteixen ombres de pressió al voltant de nòduls més carbonàtics (fig. 5.32).

Puntualment alguns sistemes conjugats decimètrics de zones de cisalla afecten el clivatge dominant (fig. 5.32,C). Llurs sentits de desplaçament i disposicions conjugades indiquen una direcció d'escurçament paral·lela a





**Figura 5.31.** Encavalcament i retroencavalcaments desenvolupats a les calcàries garumnianes (làmina encavalcant superior de l'apilament antiformal del tall del riu Freser).  
Vegeu fig. 5.30. per a la situació.

a l'estratificació. Tal com succeeix a la unitat de Montgrony, el clivatge és deformat per cisalles paral·leles a les capes amb dos sentits de moviment. En les capes de calcàries hi ha evidències de lliscament capa sobre capa de sentit oposat al del desplaçament dels encavalcaments (fig. 5.33).

En la part superior de l'apilament antiformal de la vall del Freser on els encavalcaments i l'estratificació cabussen pocs graus cap al sud s'observen replans, tant de bloc superior com de bloc inferior dels encavalcaments. En les margues i calcàries margoses d'aquesta zona les úniques estructures originades són zones de cisalla paral·leles al clivatge (fig. 5.34). Aquestes indiquen un cisallament paral·lel a les capes positiu.

En les capes detrítiques vermelles del Garumnià s'apercebeixen estructures d'encavalcaments a petita escala com zones triangulars i pop-ups (fig. 5.34), així com falles de direcció conjugades.

### 5.5.3. DISCUSSIÓ

La varietat d'estructures descrites demostra que la deformació en les làmines encavalcants és complexa i difícil d'explicar amb models simples. Malgrat això, s'han distingit dos processos de deformació principals: escurçament paral·lel a les capes i cisallament paral·lel a les capes. Localment, es poden deduir també altres processos tals com cisallament perpendicular a les capes.

L'escurçament paral·lel a les capes es desprèn de la presència del clivatge perpendicular a l'estratificació, ben representat en tota l'àrea estudiada. El seu desenvolupament va tenir lloc amb anterioritat a l'emplaçament de les làmines encavalcants. Els plects associats a l'escurçament paral·lel a les capes i, per tant, al clivatge són oberts i presents, fonamentalment, als nivells silícics. Només s'han notat plects sinfoliars de les margues

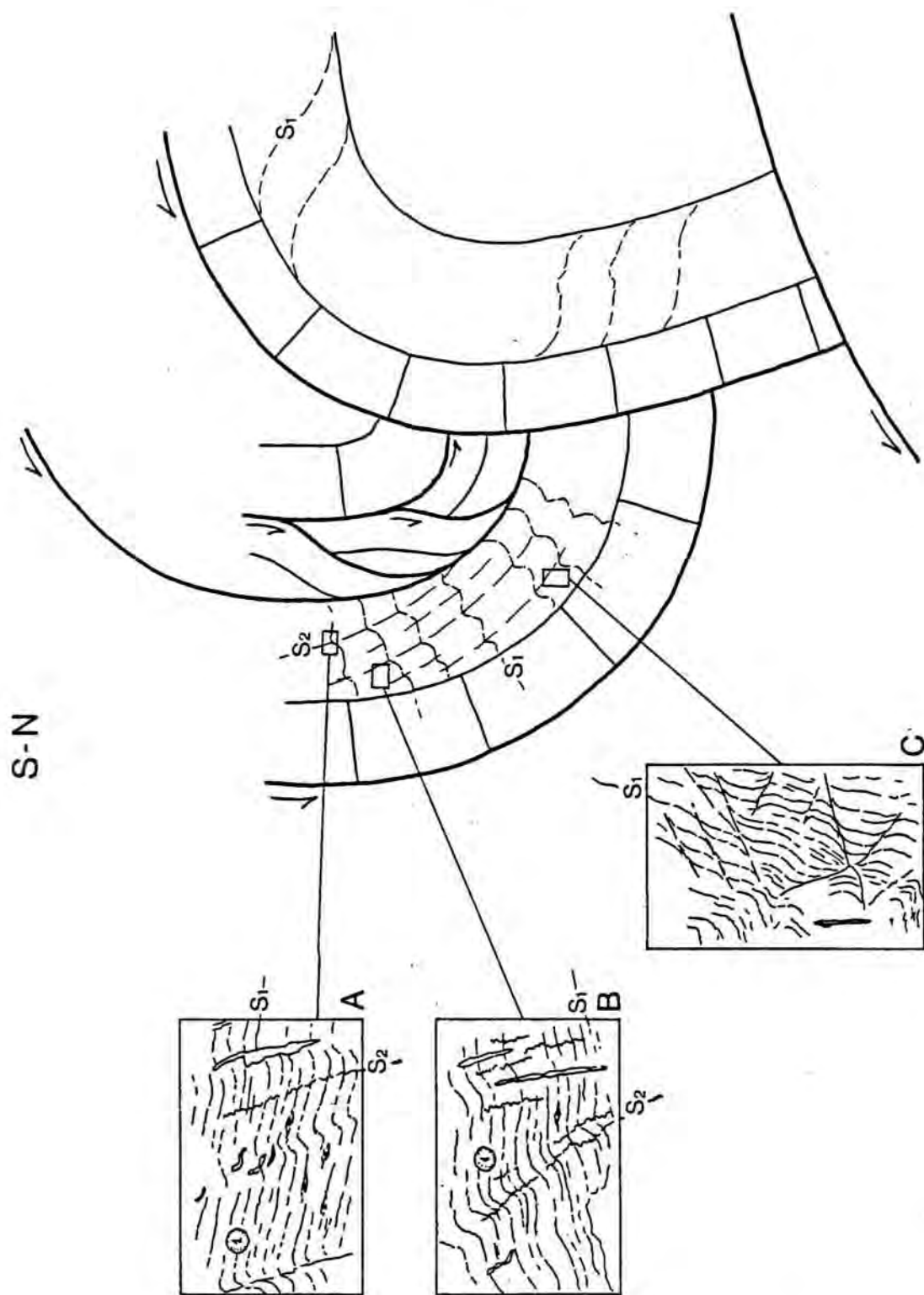
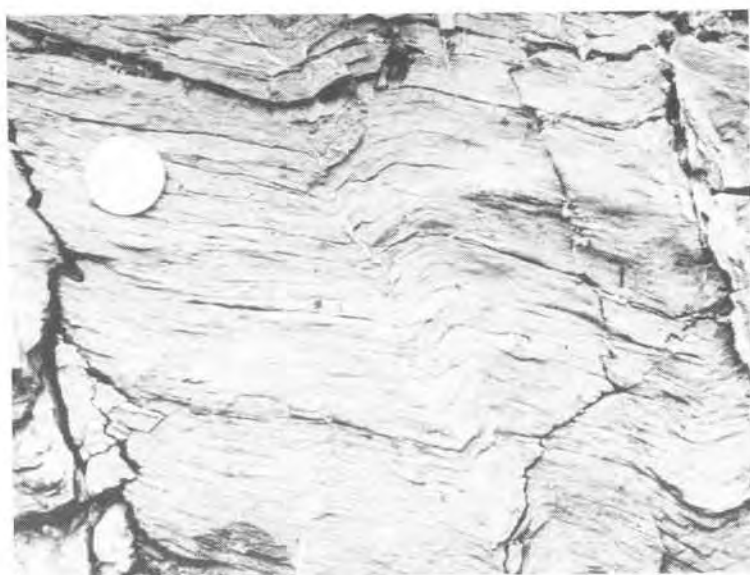
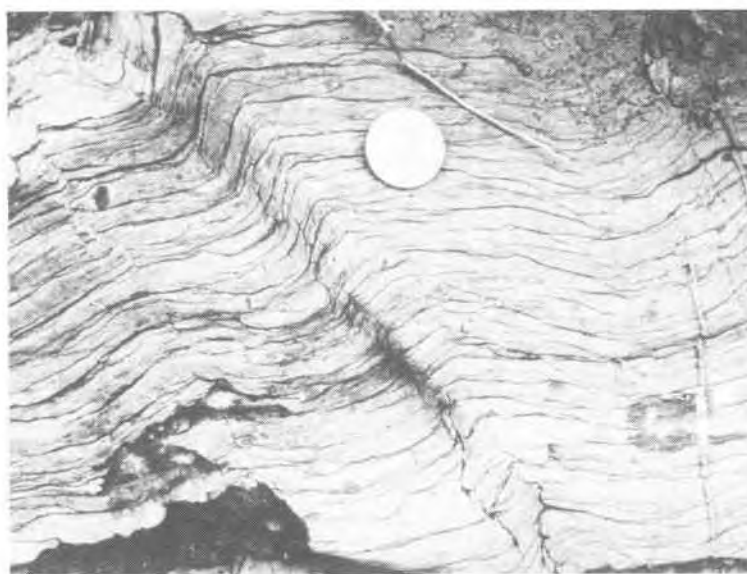


Figura. 5.32. Mesoestructuras en les rampes de bloc superior al sud de Bruguera.



A

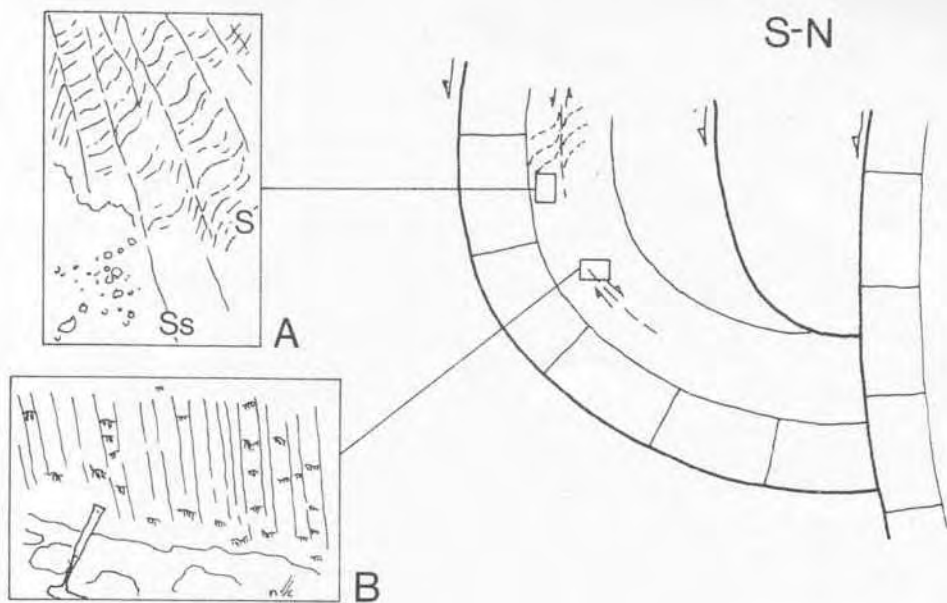


B

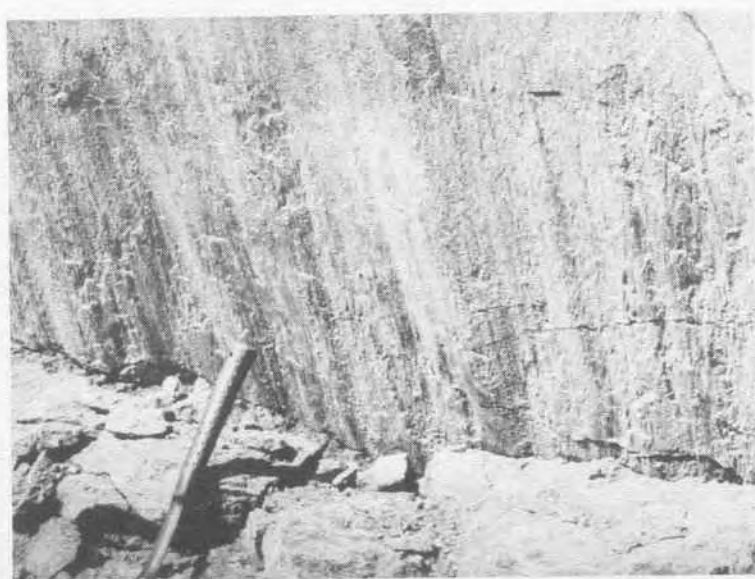


C



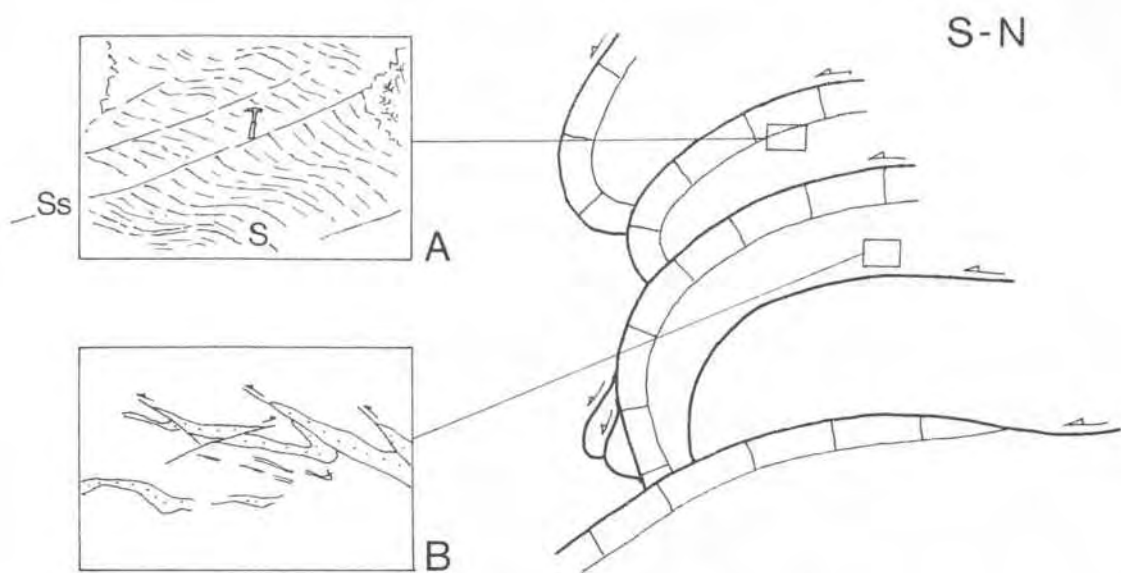


A



B

**Figura 5.33.** Mesoestructures desenvolupades a les capes de calcàries en una rampa de bloc superior (torrent del Forn, sud de Bruguera).



**A**



**B**

**Figura 5.34.** Mesoestructures a la part superior de l'apilament anti-formal de la vall del Freser.

eocenes i de les calcàries garumnianes a la finestra tectònica, on aquests materials afloren entre Montgrony i el riu Freser (figs. 5.10 i 5.13). En els nivells carbonàtics el clivatge es va desenvolupar per pressió - dissolució, tal com posen de manifest les esquerdes de tensió dissoltes. En les capes amb fòssils de l'Eocè s'observen Nummulits dissolts (vegeu Vergely, 1970).

En els nivells silícics l'escurçament paral·lel a les capes es tradueix en un clivatge poc desenvolupat amb plecs associats, per estructures d'encavalcaments menors i per falles de direcció conjugades.

És difícil de calcular la quantitat d'escurçament paral·lel a les capes durant la formació del clivatge en els nivells infragarumnians, a causa de la manca d'elements marcadors. S'ha fet un intent amb les esquerdes de tensió dissoltes i s'han obtingut valors fins i tot superiors al 50% d'escurçament. Aquests valors no signifiquen, obviament, que l'escurçament global durant el desenvolupament del clivatge sigui d'aquesta magnitud. Cal tenir en compte però, que Coward i Kim (1981) van calcular un escurçament paral·lel a les capes del 50% en àrees on la deformació podia ésser quantificada. També cal considerar que els valors d'escurçament associat a la formació de clivatge de pressió - dissolució en àrees menys deformades són de l'ordre del 30% (Plessmann, 1964; Alvarez et al., 1976).

Cisallament paral·lel a les capes. Gairebé totes les làmines encavalcants presenten estructures produïdes pel cisallament paral·lel a les capes. La quantitat de deformació per cisalla observada depèn de la litologia de les capes. Les deformacions més intenses s'han evidenciat en els nivells de margues i calcàries margoses. La heterogeneïtat de la deformació, en funció de la litologia determina una important variació de la deformació per cisalla d'una capa a l'altra. Això dificulta la cartografia de la deformació per cisalla calculada a partir de l'orientació del clivatge respecte a la de l'estratificació.

Hi ha dues observacions que suggereixen que la major part de la deformació per cisalla es deu a la pro-

gressiva ascenció d'una làmina encavalcant per una superfície esgraonada (constituïda per rampes i replans):

La deformació per cisalla és més important, malgrat la seva naturalesa bandejada, en les làmines encavalcants superiors. L'apilament antiformal de la vall del Freser s'ha desenvolupat per una seqüència d'encavalcaments de bloc inferior, en conseqüència les làmines encavalcants superiors han pujat un major nombre de rampes que les làmines inferiors.

No s'han distingit falles normals en les rampes de bloc superior. Així doncs, si el gruix de les capes és constant, és necessària una deformació per cisalla en la làmina encavalcant, durant la seva ascenció per una rampa. Aquest cisallament és positiu al darrera (vers el rerapaís) de la rampa i pot ésser negatiu en la rampa de bloc superior.

Un cisallament perpendicular a les capes pot ésser la causa de l'obliquïtat entre el clivatge i l'estratificació en la unitat de Montgrony (fig. 5.7). En efecte, tal com s'ha explicat en l'apartat 5.2.1, mentre la direcció de l'estratificació i la dels plecs d'aquesta unitat és E-W, la del clivatge és NE-SW. Aquesta obliquïtat és especialment notable entre Montgrony i el riu Arija, on la direcció del clivatge és majoritàriament NNE-SSW. Si es rota l'estratificació fins a l'horitzontal al mateix temps que s'obté el tall restituït de l'apilament antiformal de la vall del Freser (fig. 5.16), el clivatge descriu una flexió tant dins de la unitat de Montgrony com entre aquesta unitat i les altres unitats estructurals. El primer d'aquests fets pot ésser explicat per un cisallament perpendicular a les capes, mentre que el segon pot ésser produït també per un canvi en la direcció de desplaçament de les làmines encavalcants inferiors respecte a les superiors. Aquesta segona idea vindria recolzada per l'orientació de les estries sobre les superfícies de capa en la unitat Montgrony, les quals esdevenen NW-SE un cop restituïda l'estratificació a l'horitzontal. S'ha de suposar també una sincronia entre el clivatge i els primers moviments



de les làmines encavalcants.

### Interpretació i evolució estructural.

Els processos de deformació abans descrits donen lloc a diverses estructures durant el desenvolupament dels encavalcaments (fig. 5.35). S'ha observat que les estructures que en resulten depenen de les característiques mecàniques de les unitats litològiques i del progressiu canvi d'orientació de l'estratificació respecte dels encavalcaments, és a dir de la geometria dels blocs superior i inferior. La deformació es localitza fonamentalment en els replans de bloc superior, vers el rera país d'una rampa de bloc inferior i en les rampes de bloc superior.

Durant el moviment d'una làmina encavalcant la presència d'una rampa en el bloc inferior dóna lloc al desenvolupament d'estructures que tendeixen a engruixir el bloc superior al peu de la rampa. Aquestes estructures es formen per escurçament paral·lel a les capes. Així ha estat interpretada la formació de les zones de cisalla conjugades en les capes margoses (fig. 5.32) i els retroencavalcaments en les capes massisses de calcàries (fig. 5.31). Aquesta interpretació és similar a la dels models proposats per Serra (1977).

Quant a la deformació en les rampes de bloc superior cal tenir en compte que l'angle entre l'estratificació i els encavalcaments en les rampes de bloc superior de l'àrea estudiada és, a grans trets, un angle recte. Aquest elevat angle no pot haver estat originat per un plec format a la part frontal de l'encavalcament i tallat posteriorment, donat que no s'han vist plecs en els blocs inferiors. Més aviat pot haver-se originat a sobre d'un replà de bloc inferior, provocat per forces d'arrosegament a la part frontal d'una rampa de bloc superior que s'està desplaçant o bé per un blocatge de l'encavalcament. Sigui quina sigui la causa, l'increment d'angle (originàriament hauria d'ésser inferior a  $30^\circ$ ) dóna lloc a un progressiu

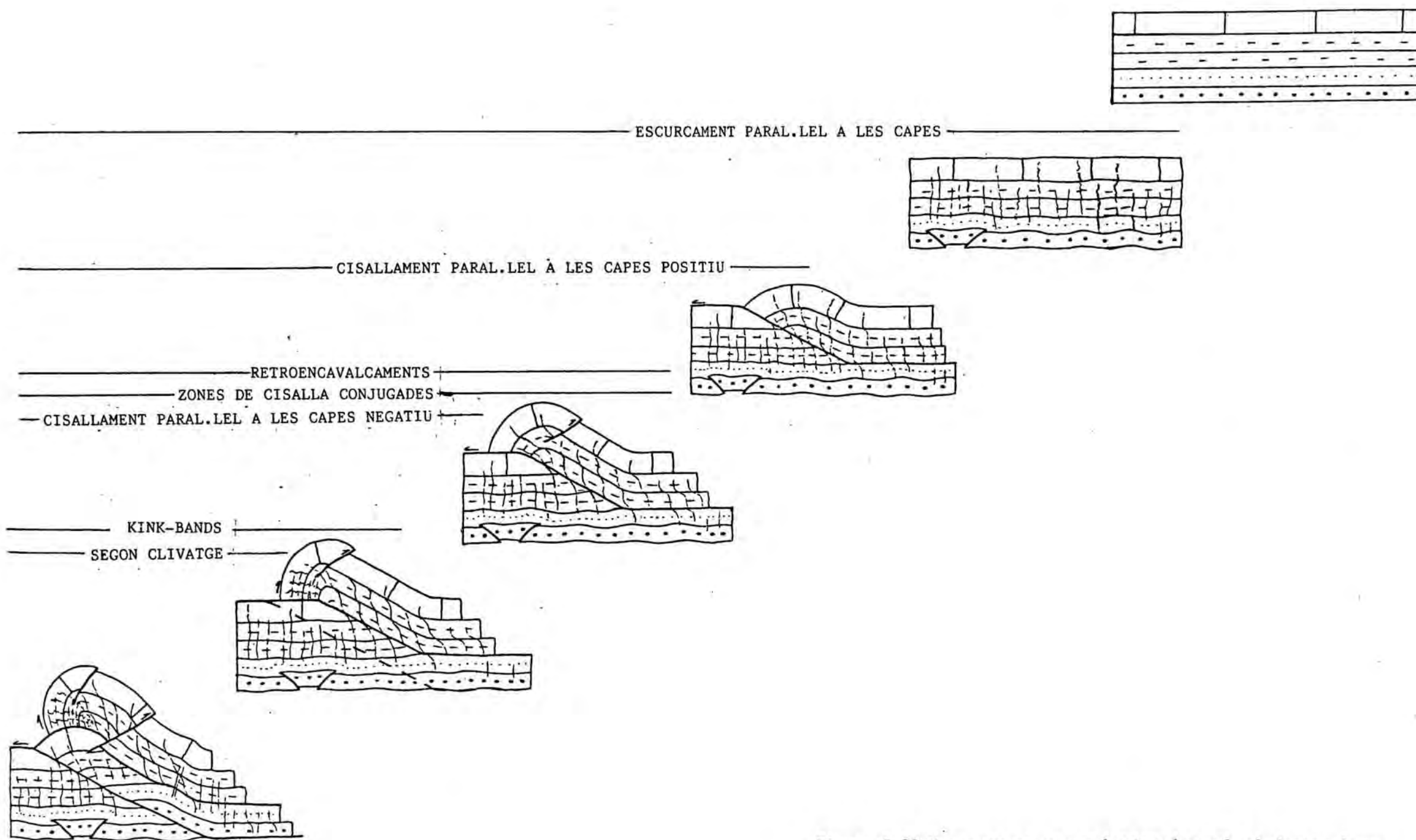


Figura 5.35 Mesoestructures relacionades amb el desenvolupament dels sistemes d'encavalcaments.

apretament de l'anticlinal de rampa. Aquest plegament "tardà" es produeix per lliscament capa sobre capa tal com ho demostren les cisalles negatives i les estries sobre els plans d'estratificació, també amb sentit negatiu, observades en les rampes de bloc superior.

Si una làmina encavalcant és involucrada en una rampa de bloc superior d'un encavalcament inferior un cisallament negatiu afecta el clivatge prèviament estirat per cisallament positiu i conseqüentment el clivatge és escurçat. Com a resultat es desenvolupen kink-bands del clivatge vergents al sud, juntament amb un segon clivatge espaiat de pla axial (fig. 5.36). El fet que aquest plects i el clivatge espaiat associat es formin únicament per cisallament negatiu a les capes o bé que hi intervingui un component d'escurçament perpendicular a les capes és un problema que resta encara per resoldre. Suppe (1983) va descriure escurçament perpendicular a les capes en plects de bloc superior a les làmines encavalcants superiors en situacions de nombroses imbricacions, en funció de l'angle d'interrupció inicial entre l'estratificació i l'encavalcament abans del seu moviment. Segons aquest autor només un cisallament negatiu al darrera de la rampa podria conservar el gruix de les capes en la rampa de bloc superior. L'evidència que el nombre de kink-bands augmenta en les làmines encavalcants superiors dels dúplexs està d'acord amb el model teòric de Suppe. Malgrat tot, les làmines encavalcants superiors tenen una deformació per cisalla positiva més important i per tant un clivatge més estirat. Com a resultat, l'escurçament d'aquest clivatge pot ésser més important durant un cisallament negatiu. A més una làmina encavalcant superior pot estar involucrada en més rampes de bloc superior que una làmina inferior.

És difícil determinar on i quan s'han format certes estructures com per exemple el tercer clivatge descrit en la unitat de Montgrony. Aquest clivatge pot haver-se format al darrera d'una rampa de bloc inferior simultàniament amb retroencavalcaments i zones de cisalla o bé

S-N

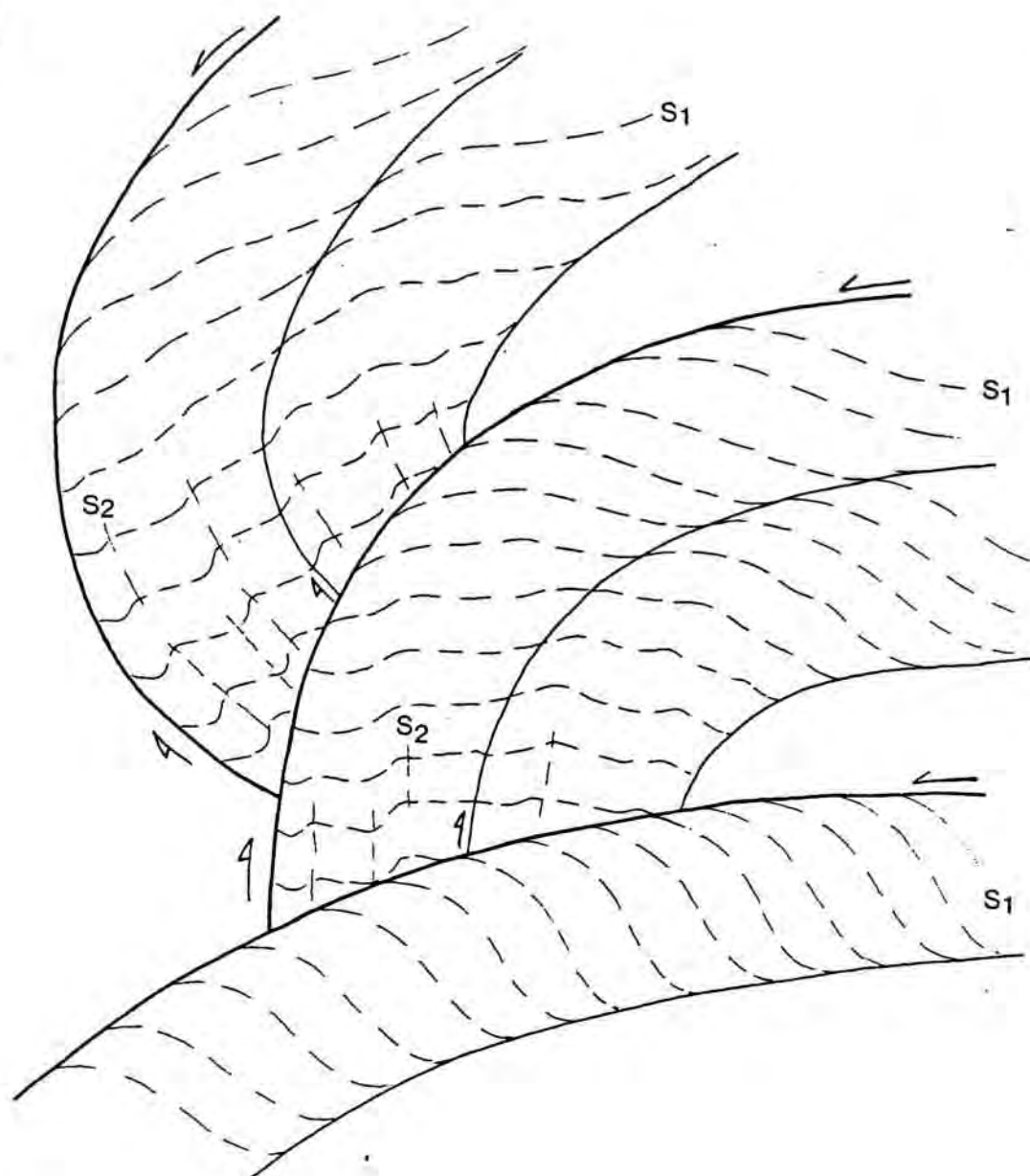


Figura 5.36. Esquema interpretatiu de la formació de kink-bands i del segon clivatge associat, a les rampes de bloc superior blocades.



durant el bloqueig d'una rampa de bloc superior.

A partir de les observacions i consideracions fetes es pot concloure que les mesoestructures desenvolupades en el bloc superior d'un encavalcament es localitzen fonamentalment en les rampes blocades i al peu de les rampes de bloc inferior. En la resta del bloc superior es produeix una deformació per cisalla positiva. Aquesta idea està d'acord amb els models teòrics de Berger i Johnson (1982). No s'ha distingit cap estructura de deformació associada al plegament i desplaçament d'una làmina encavalcant quan aquesta es desplaça sobre una rampa, tal com preveuen alguns models de deformació. Tampoc s'han observat estructures relacionades amb el moviment sobre el replà superior quan una làmina encavalcant deixa de pujar per una rampa tal com preveuen altres models (Sanderson, 1982).

Les estructures descrites constitueixen un model cinemàtic coherent per a les mesoestructures desenvolupades durant l'evolució d'un sistema d'encavalcaments. També il·lustren un exemple de la distribució de la deformació en les làmines encavalcants deformades en un nivell estructural superficial, deduït a partir d'observacions en el camp. Per a un millor coneixement del model proposat caldria dur a terme estudis referents a la reologia de les làmines encavalcants i intentar de quantificar, si és possible, la deformació.

## 5.6. CONCLUSIONS

### Unitats estructurals

Totes les unitats estructurals descrites, tant les de sòcol com les de cobertora, poden agrupar-se en dues unitats estructurals principals separades per l'enca-

valcament de Serra Cavallera (fig. 5.37).

La unitat superior consisteix en totes les unitats estructurals formades per materials hercinians suprasilurians i per terrenys de la cobertora caracteritzats per presentar una potent sèrie detrítica vermella estefano-permiana. Totes aquestes unitats, la relació entre les quals s'ha esquematitzat en la fig. 5.37, se situen per sobre de l'encavalcament de Serra Cavallera. Aquest encavalcament es localitza en les lutites silurianes i puja en la sèrie cap al sud, fins a col·locar-se entre les calcàries garumnianes i les margues eocenes

L'encavalcament de Serra Cavallera puja també en la sèrie vers l'est. Aquest encavalcament s'allotja entre les calcàries garumnianes a Rocabruna i segurament correspon a l'encavalcament superior del dúplex de Rocabruna. En l'apilament antiformal de la vall del Freser, l'encavalcament de Serra Cavallera s'instal·la en un duplex compost fonamentalment per materials garumnians (unitat de Sant Amanç). Tal com s'ha comentat (vegeu apartat 5.2) aquest fet dificulta la seva posició exacta en aquest dúplex.

La unitat inferior correspon a totes aquelles unitats estructurals i làmines encavalcants constituïdes per terrenys del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior i materials de la cobertora (fig. 5.37). La cobertora d'aquesta unitat es caracteritza per un Estefano-Permià representat per roques volcàniques, només presents a la vall del Freser. La sèrie garumniana és menys potent que la de la unitat superior. Totes aquestes làmines encavalcants afloren en la vall del Freser i a Rocabruna, associades als apilaments antiformals dels quals en constitueixen les làmines encavalcants inferiors. Segons la significació que s'atribueixi a l'encavalcament de Ribes-Camprodon (vegeu apartat 5.2.2) la unitat de la Collada Verda representa una part de la unitat inferior encavalcada posteriorment per sobre de la unitat superior o bé una unitat que, situada inicialment més al nord, pot ésser la continuació de la unitat superior. L'apilament antiformal de Rocabruna és més clarament trun-

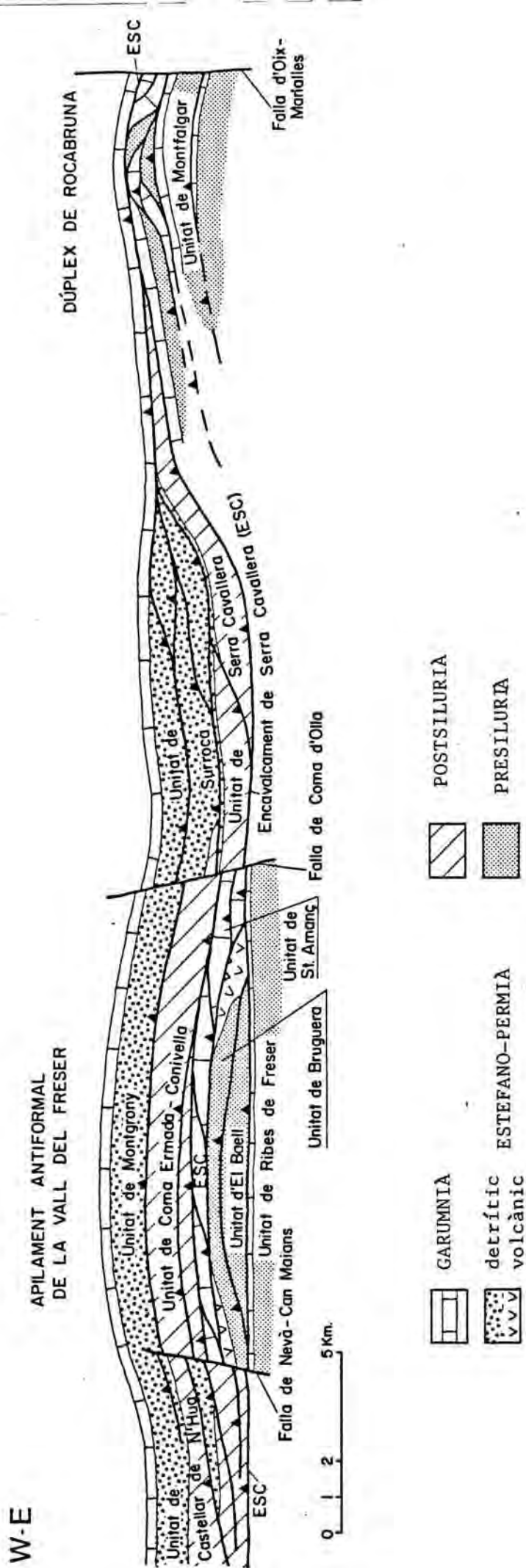


Figura 5.37. Tall longitudinal sintètic de la zona estudiada i disposició de les unitats estructurals definides.

cat per l'encavalcament de Ribes-Camprodon que el de la vall del Freser. La unitat de Montfalgar i el sòcol que aflora en la semifinestra tectònica de les Ferreres són similars tant litològicament com estructural, a la unitat de la Collada Verda. Aquests fets impliquen que la primera de les dues hipòtesis apuntades és la més probable.

### Interpretació estructural

Un cop descrites totes les estructures de deformació que, relacionades amb el desenvolupament dels encavalcaments, afecten el clivatge es dedueix que la formació d'aquest és anterior, en gran part, als encavalcaments. De l'observació de tots els estereogrames inclosos es desprèn, a més, que el clivatge forma un angle recte amb l'estratificació. Aquest angle és modificat per la deformació de cisalla que té lloc durant l'ascensió, per rampes, de les làmines encavalcants. El clivatge es forma per escurçament paral·lel a les capes i és de pressió - dissolució en els nivells carbonàtics. Simultàniament en els nivells detrítics es desenvolupen altres estructures tals com encavalcaments i retroencavalcaments, ja que el clivatge s'hi forma amb dificultat.

Durant el desenvolupament dels sistemes d'encavalcaments, especialment dels apilaments antiformalis de la vall del Freser i de Rocabruna, les làmines encavalcants són afectades per plects de direcció E-W i vergència sud. Al mateix temps, en situacions locals, es formen les mesoestructures descrites en l'apartat 5.5. Les làmines encavalcants inferiors estan menys plegades que les superiors, cosa que demostra una seqüència d'encavalcament de bloc inferior.

L'emplaçament de les làmines encavalcants inferiors (unitat inferior) dóna lloc a la formació dels apilaments antiformalis de la vall del Freser i de Rocabruna. Aquestes estructures impliquen un important escurçament tal com es pot deduir dels talls compensats. En les làmines encaval



cants superiors dels apilaments antiformal, els encavalcaments estan invertits i s'observen nombroses rampes de bloc superior. encavalcaments entre aquests apilaments antiformal i a l'oest del de la vall del Freser, cabussen cap al sud i les rampes de bloc superior són escasses. A la vall del Freser, entre les falles de Nevà - Can Maïans i de la Coma d'Olla, l'encavalcament de Serra Cavallera talla els encavalcaments superiors prèviament formats, fet que motiva una superposició anòmala dels materials devonians a sobre de les capes garumnianes i estefano-permianes de la unitat de Sant Amanç.

Les fractures de Nevà-Can Maïans i de la Coma d'Olla limiten l'apilament antiformal de la vall del Freser i han pogut funcionar durant el seu desenvolupament (tear faults) . Entre Surroca i Rocabruna les estructures descriu en una virgació. Aquest canvi de direcció tant pot ésser produït per un flanc d'una culminació posteriorment verticalitzat com per un major desplaçament de les unitats inferiors, a l'oest del meridià de Surroca. En ambdós casos, la virgació és associada a l'emplaçament de les làmines encavalcants inferiors.

Tots els encavalcaments que cabussen al sud i els apilaments antiformal són tallats, al nord, per l'encavalcament fora de seqüència de Ribes - Camprodon.

## 6. ESTRUCTURA ENTRE LA VORA SUD DE LA ZONA AXIAL I L'AVANT-PAIS SUD - PIRINENC

El Pirineu a l'est del mantell del Pedraforca ha estat considerat com autòcton o parautòcton, per tant, els terrenys eocens de la vora sud de la zona axial han d'estar en continuïtat amb els de la depressió de l'Ebre (Seguret, 1972). Segons aquesta concepció el Pirineu meridional s'acaba en el mantell del Pedraforca, tal com sovint es representa en molts esquemes estructurals recents. Els estudis relacionats amb la recerca d'hidrocarburs ha posat de manifest l'existència d'un important encavalcament, anomenat encavalcament de Vallfogona (Puigdefàbregas, i Soler, 1980) que separa una unitat al·lòctona amb terrenys eocens, al nord, de la depressió de l'Ebre, al sud (fig. 6.1). El desenvolupament sincrònic d'encavalcaments (entre ells l'encavalcament de Vallfogona) i la conca d'avantpaís sud-pirinenca ha motivat que els diposits sincrònics a l'emplaçament de làmines encavalcants emmascarin, en part, els encavalcaments.

L'encavalcament de Vallfogona representa l'encavalcament frontal sud-pirinenca en el Pirineu oriental i permet de diferenciar un avantpaís plegat al sud, en continuïtat amb la depressió de l'Ebre i unitats al·lòctones sud-pirinenques al nord.

L'estructura del vessant meridional del Pirineu

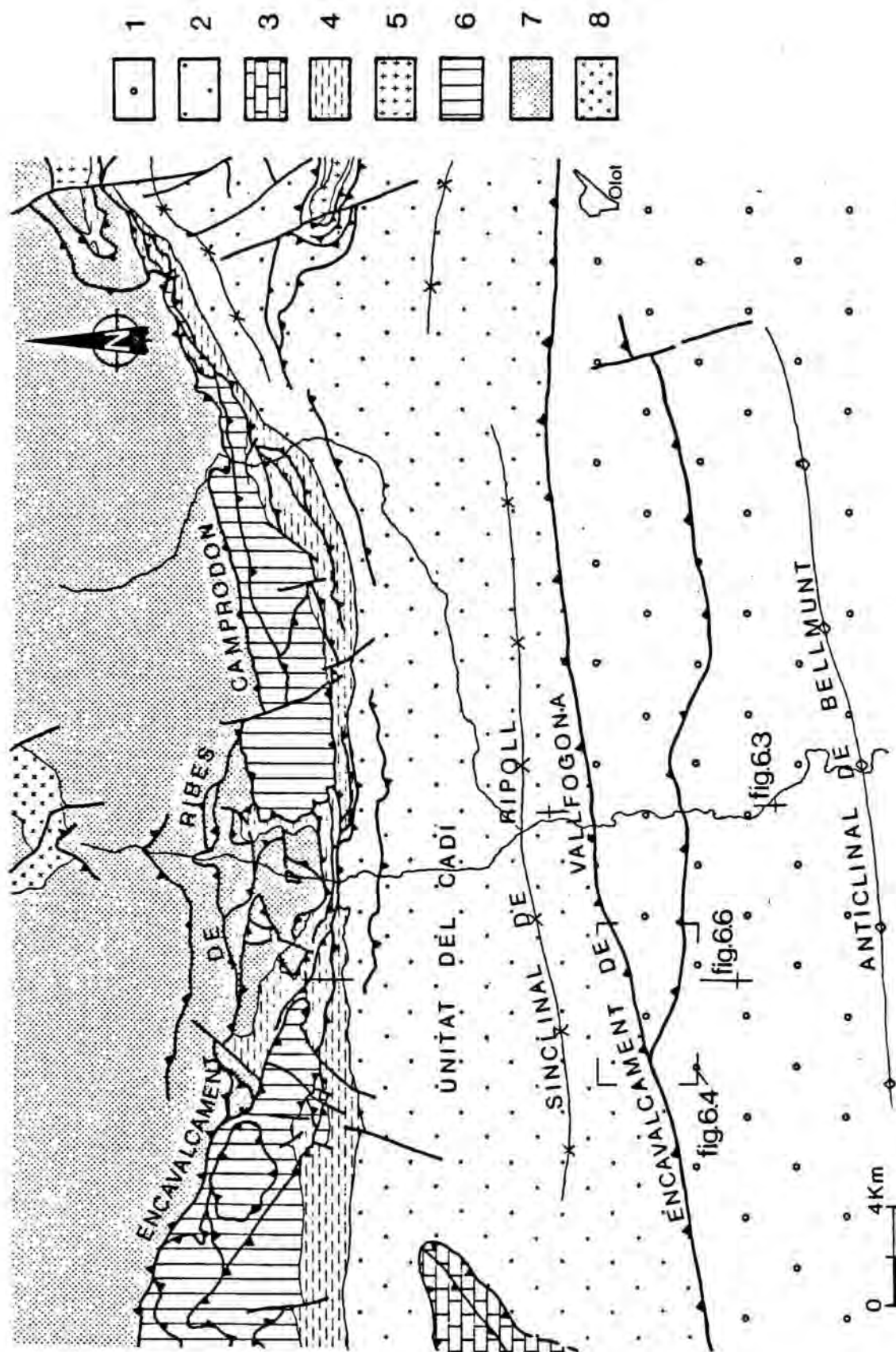


Figura 6.1. Esquema estructural del vessant meridional del Pirineu oriental entre la zona cartografiada i l'avantpaís sud-pirinenc. 1, Avantpaís; 2, Paleògen; 3, Mesozoic (mantell del Pedraforca) 4, Garumnà - Estefano-Permià; 5, Granitoides; 6, Postsilurià; 7, Presilurià; 8, gneiss.

entre l'avantpaís i la zona estudiada presenta unes característiques homogènies. Les principals estructures existents a l'est del mantell del Pedraforca es continuen fins a la falla d'Oix-Marialles (fig. 6.1). Més a l'est d'aquesta falla, a la Garrotxa, l'estructura canvia. S'ha fet un tall de tot el vessant meridional pirinenc representatiu del segment estudiat, per tal d'integrar en aquest les estructures de la vora sud de la zona axial.

Les principals estructures observades entre els meridians de la vall del Freser-Ter i de les Lloses, de sud a nord, són: plecs concèntrics de direcció E-W i encavalcaments associats, l'encavalcament de Vallfogona i el sinclinal de Ripoll (fig. 6.1):

### Estructura de l'avantpaís

L'estructura al sud de l'encavalcament de Vallfogona es caracteritza per l'existència de plecs concèntrics de direcció E-W, i vergents al sud.

El plec més meridional és l'anticlinal de Bellmunt (figs 6.1 i 6.2), el flanc sud del qual esta en continuïtat amb les capes horitzontals de la Depressió de l'Ebre. D'acord amb les idees de Dahlstrom (1969) la geometria concèntrica d'aquest plec, que és molt apretat a l'est del riu Ter, implica l'existència en profunditat d'un nivell de desenganxament. Aquest pot representar la continuïtat vers el sud de l'encavalcament de Vallfogona: L'anticlinal de Bellmunt es pot considerar l'expressió cartogràfica de la línia de contorn de l'encavalcament més meridional i inferior del vessant sud-pirinenc estudiat.

Entre l'anticlinal de Bellmunt i l'encavalcament de Vallfogona es troben plecs que representen igualment línies de contorn d'encavalcaments amagats. Aquests encavalcaments afloren cap al nord en els nuclis dels anticlinals i presenten, a grans trets, un desplaçament més important arran de la superfície actual d'erosió en localitzar-se més a prop de l'encavalcament de Vallfogona. (fig. 6.3). És a dir, la superfície que engloba els contorns dels enca-



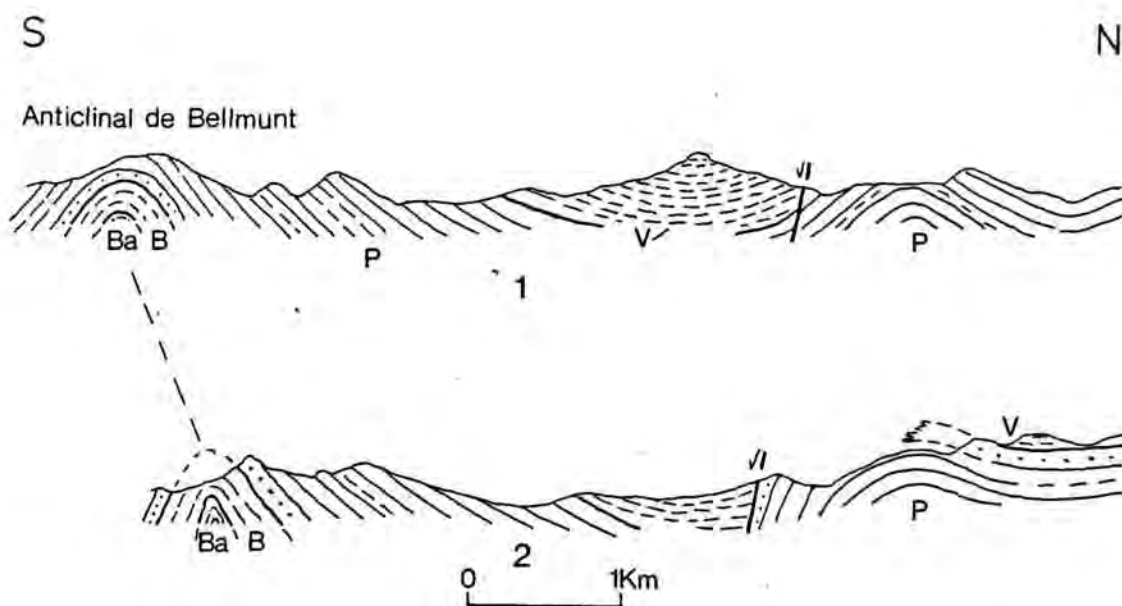


Figura 6.2. Talls de l'avantpaís en la vall del Ter (1) i a l'est d'aquest riu (2). Ba, Fm. Barcons; B, Fm. Bellmunt; P, Fm. Puigsacalm i V, Fm. Vidrà. Talls segons Gich, 1972.

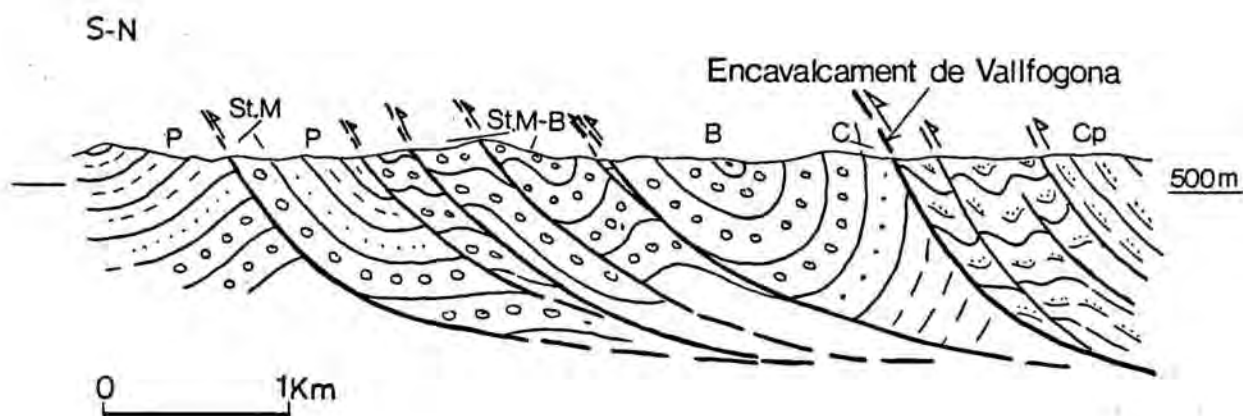


Figura 6.3. Estructura de la vora nord de l'avantpaís. El sinclinal més meridional correspon al sinclinal més septentrional dels talls de la fig. 6.2. P, Fm. Puigsacalm i St-M, Fm. Sta. Magdalena - cicle 4; B, Fm. Bellmunt i C, Fm. Caubet - cicle 3; Cp, Fm. Campdevàrol - cicle 2. Tall segons el riu Ter al sud de Ripoll. Vegeu fig. 6.1 per a la situació.

valcaments entre l'anticlinal de Bellmunt i l'encavalcament de Vallfogona cabussa cap al sud. Tots aquests encavalcaments constitueixen un ventall imbricat caudal.

Aquest ventall imbricat no hi és sempre present. A l'oest de Matamala, l'únic encavalcament que es contempla en superfície és el de Vallfogona (fig. 6.4). A les Lloses s'apercebeixen, en una àrea reduïda, els punts d'entroncament dels encavalcaments de la vall del Ter (fig. 6.3). Entre les Lloses i Matamala, l'existència d'un sistema de plecs obliques a l'encavalcament de Vallfogona demostra l'acabament lateral en superfície dels encavalcaments de la vall de Ter i el seu entroncament, en profunditat, amb l'encavalcament de Vallfogona (fig. 6.4).

En l'avantpais s'observa un clivatge no present a tot arreu i generalment espaiat però que localment pot ésser molt penetratiu. Aquest clivatge que forma un angle recte amb l'estratificació és tallat pels encavalcaments i plegat pels plecs frontals d'aquests (figs. 6.4 i 6.5). Els plecs sinfoliars són molt escassos i són visibles només en els nivells detrítics vermells. El front meridional del clivatge es troba en la depressió de l'Ebre, puix que els nivells margosos horitzontals al sud de l'anticlina de Bellmunt presenten un clivatge. En l'anticlinal de Bellmunt el clivatge, força penetratiu en les margues, esdevé diàclasi en els nivells més competents (gresos). En aquest plec cal fer notar la clara relació de perpendicularitat entre l'estratificació i el clivatge a ambdós flancs.

### Encavalcament de Vallfogona

L'encavalcament de Vallfogona fou descrit com una estructura amb desplaçament important per Puigdefàbregas i Soler (1980). Amb anterioritat (Ashauer, 1934; Gich, 1969) sols havien estat descrits encavalcaments poc importants i amb poca continuïtat lateral en el flanc invertit d'un anticlinal coincident amb la traça de l'encavalcament

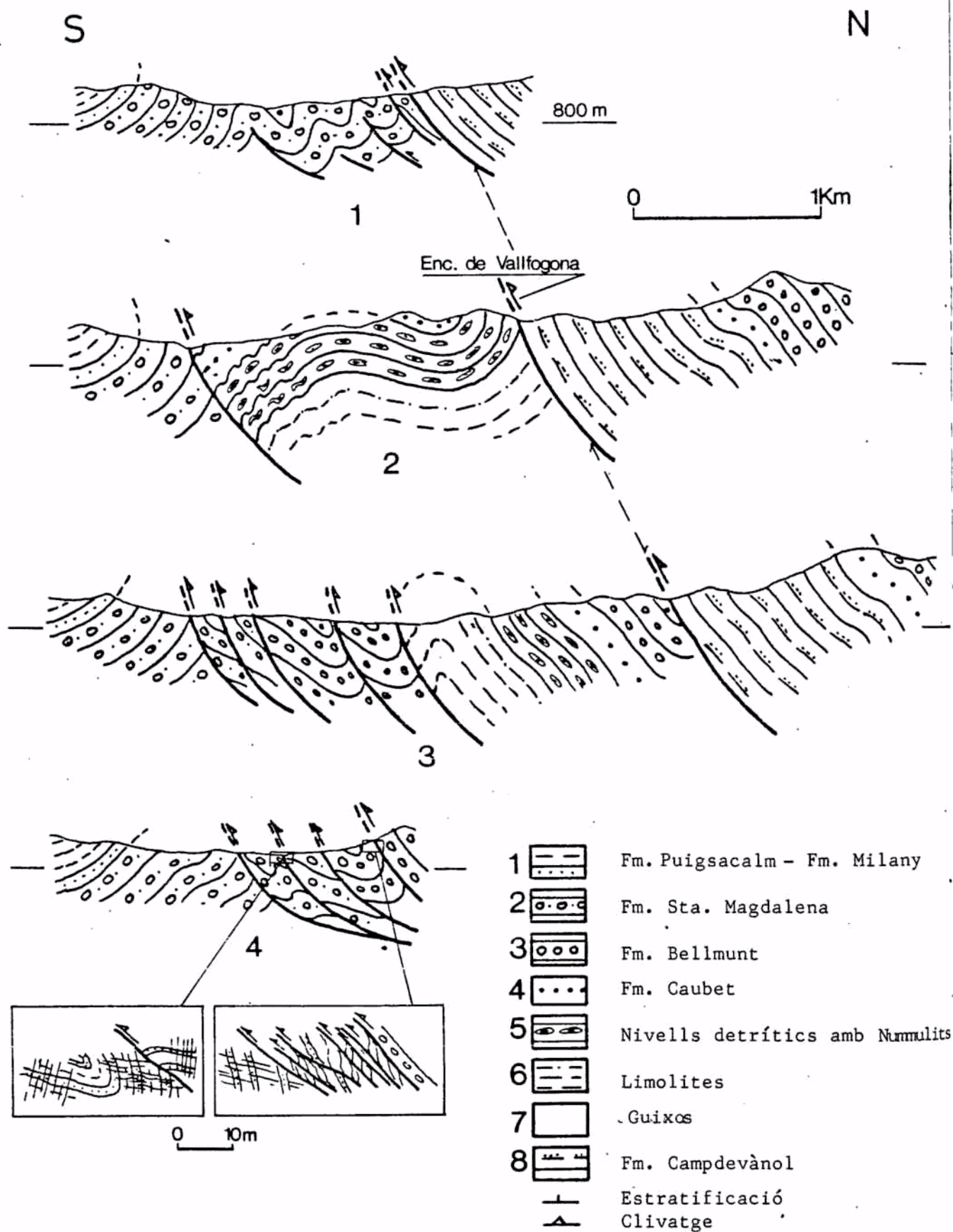
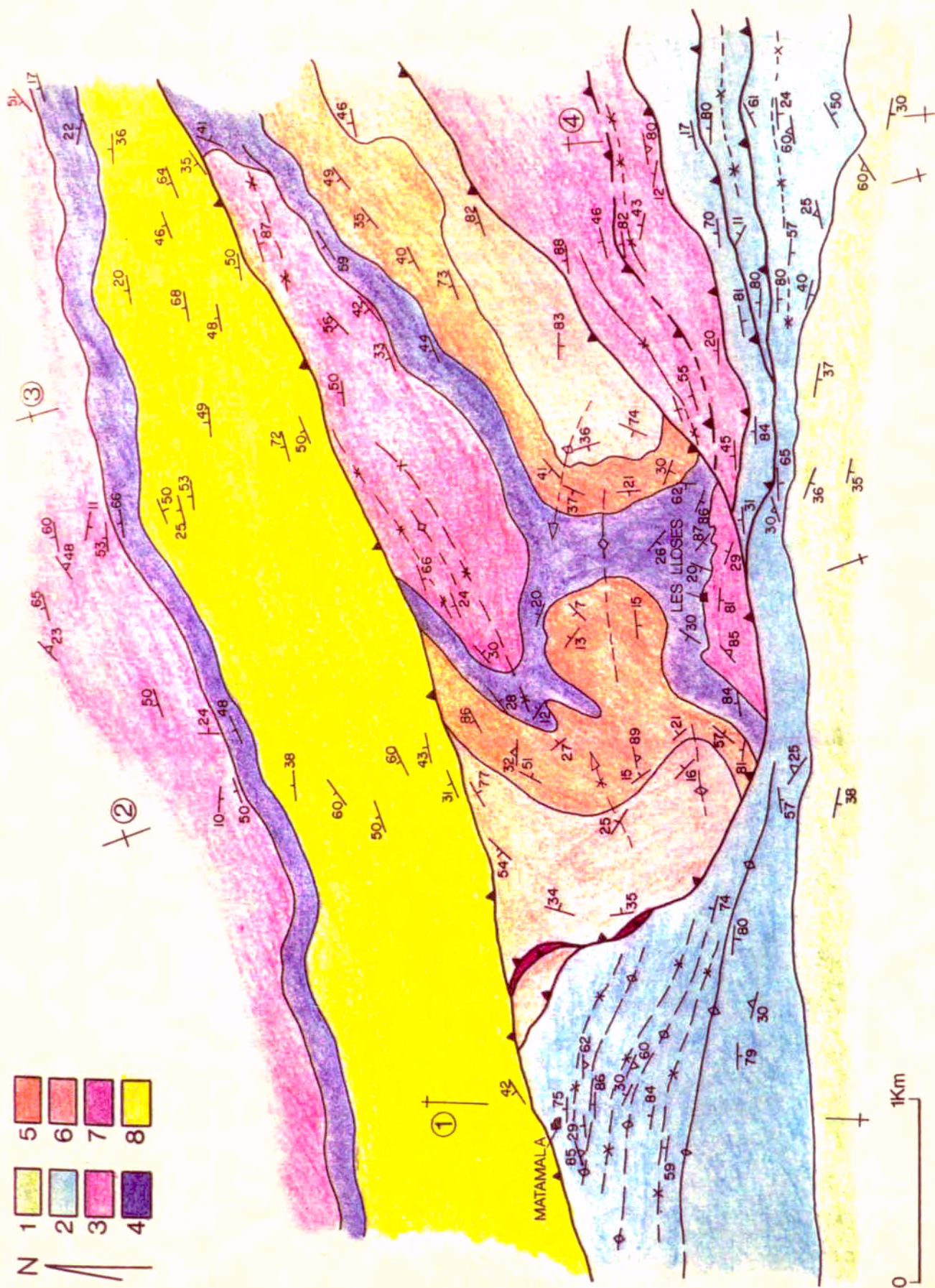


Figura 6.4. Esquema cartogràfic i talls de la vora septentrional de l'avantpaís, a l'oest de la vall del Ter (Les Lloses). Vegeu fig. 6.1. per a la situació.







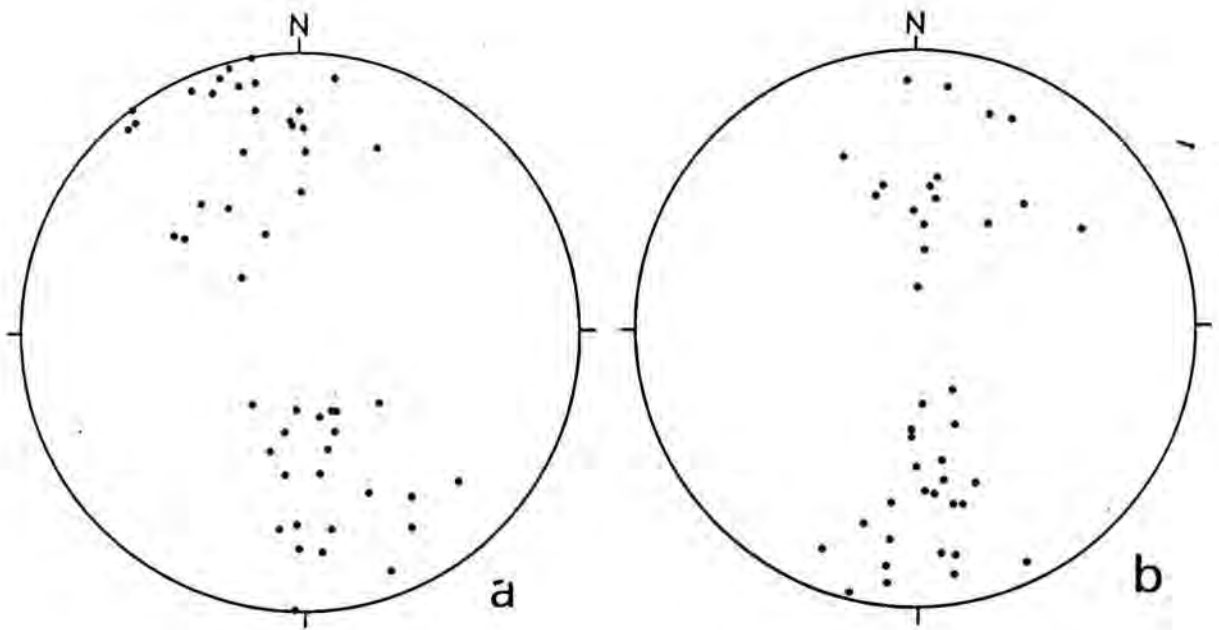


Figura 6.5. Estereogrames del clivatge del sector cartografiat a Les Lloses (fig. 6.4) (a) i de l'anticlinal de Bellmunt (b).

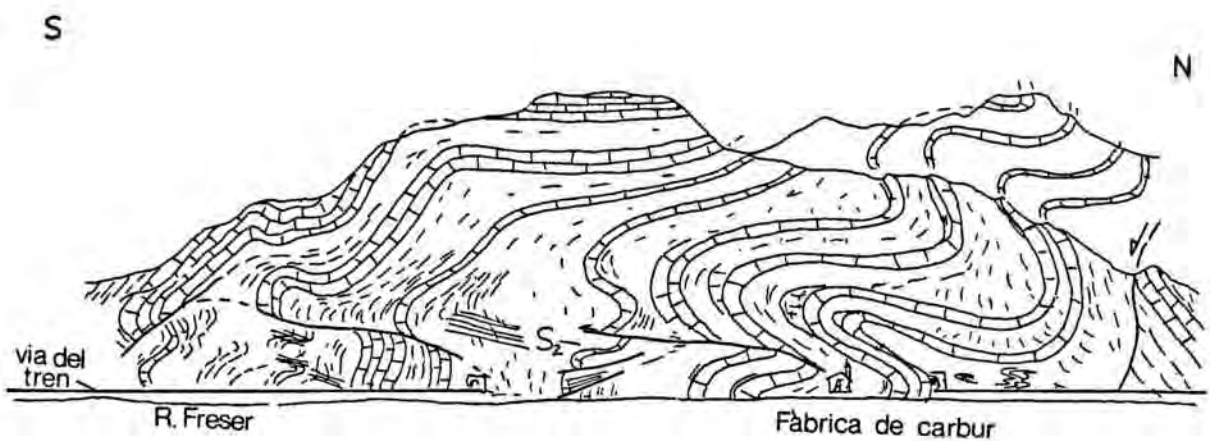


Figura 6.7. Plecs en les calcàries de la formació Coronas al marge dret del riu Freser. Figura de Vergely (1970).

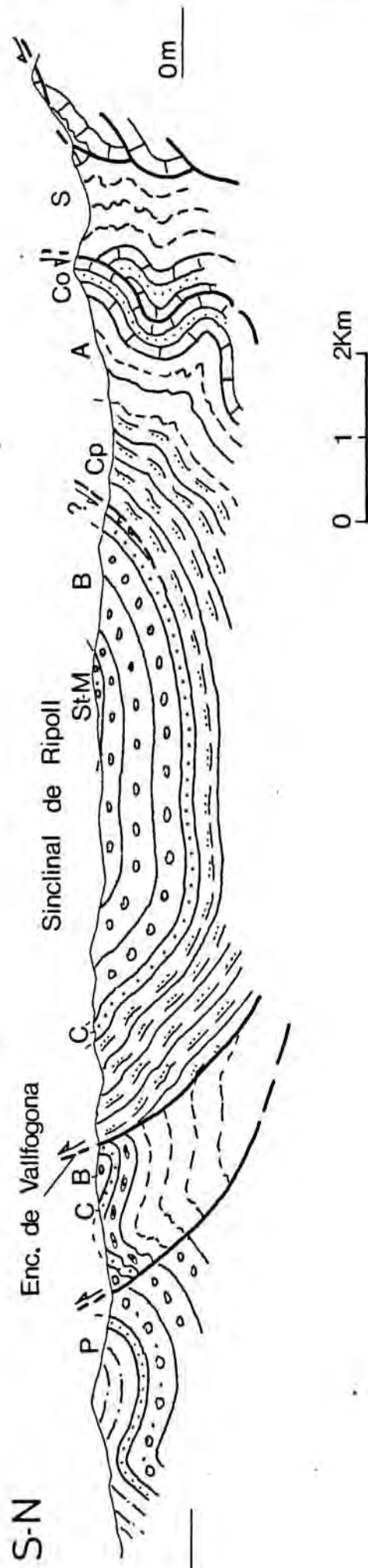


Figura 6.6. Tall entre l'apilament antiformal de la vall del Freser i l'avantpaís a l'oest de la vall Ter-Freser. P, Fm. Puigsacalm; St-M, Fm. Sta. Magdalèna; B, Fm. Bellmunt; C, Fm. Caubet; Cp, Fm. Campdevànol; A, Fm. Armàncies; Co, Fm. Corones i S, Fm. Sagnari. Vegeu fig. 6.1 per a la situació.

de Vallfogona.

Aquest encavalcament separa el sinclinal de Ripoll, al nord de l'avantpaís amb plecs i encavalcaments associats al sud (fig. 6.1). L'important desplaçament de l'encavalcament de Vallfogona es pot inferir en comparar les fàcies dels cicles sedimentaris presents en el sinclinal de Ripoll i en l'avantpaís (vegeu apartat 4.5 i fig. 4.4). Els perfils sísmics han corroborat la seva existència. En profunditat esdevé horitzontal i pot ésser reconegut fins a l'apilament antiformal de la vall del Freser on la sísmica perd resolució.

A la vall del Ter s'observen encavalcaments secundaris al nord de l'encavalcament de Vallfogona que constitueixen respecte d'aquest un ventall imbricat frontal (fig. 6.3).

### Sinclinal de Ripoll

S'estén paral·lelament a l'encavalcament de Vallfogona en direcció E-W. El flanc septentrional és més potent i ocupa una major superfície cartogràfica. Aquest fet es deu a què al flanc sud els materials més antics presents són les turbidites de la formació Campdevàrol (cicle 2), mentre que al flanc nord la sèrie eocena és completa (fig. 6.6). Tots els nivells del cicle 1 (formacions Sagnarri, Corones i Armànies) són involucrats en profunditat en una rampa de bloc superior de l'encavalcament de Vallfogona, ja que aquest és subhoritzontal a sota del sinclinal de Ripoll (tal com ho demostren els perfils sísmics)

El flanc sud del sinclinal de Ripoll presenta una estructura simple; només afloren plecs apretats i encavalcants associats en les turbidites al sud de Ripoll (fig. 6.3). Hi ha també plecs oberts que afecten tota la sèrie (fig. 6.4, talls 2 i 3). Localment es desenvolupa un clivatge espiat, perpendicular a l'estratificació i, per tant, que cabussa cap al sud.

L'estructura del flanc nord és més complicada. Es caracteritza per l'existència de nombrosos plecs que

afecten els materials eocens dels cicles 1 i 2 (figs 6.6, 6.7 i 6.8). Aquests plecs, descrits per Gich (1969) i Vergely (1970), són evidents en les calcàries de la formació Corones ja que aquestes constitueixen un nivell competent intercalat entre nivells incompetents (margues de les formacions Sagnari i Armàncies). Els plecs, de direcció E-W, poden ésser, ocasionalment, molt tancats amb plans axials que cabussen de subhoritzontals a pocs graus cap al nord.

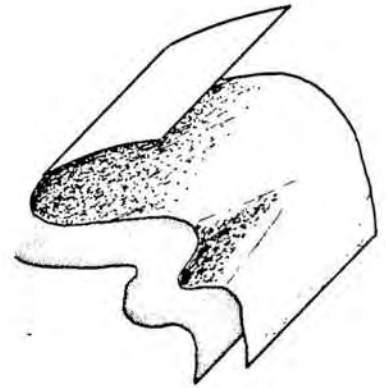
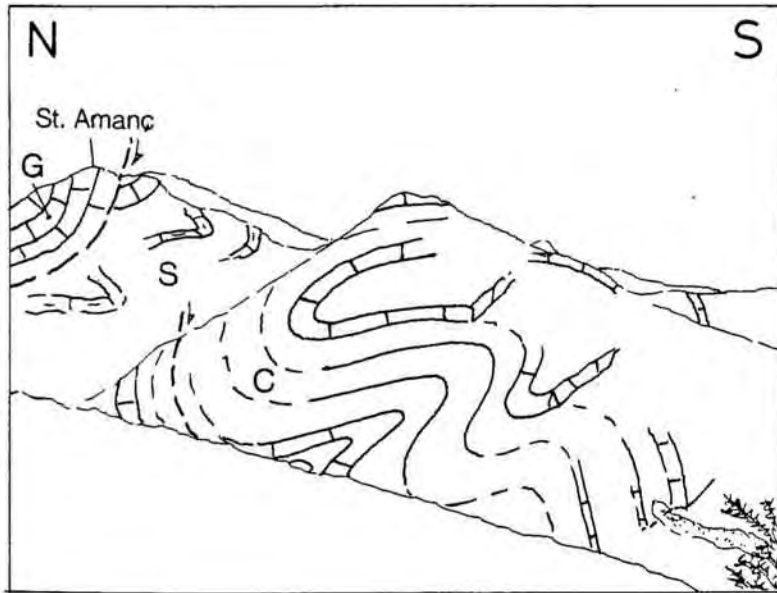
En la vall del Freser cal fer esment d'una repetició de les calcàries de Corones que ja Vergely (1970) va interpretar com produïda per un encavalcament (fig. 6.7). Aquest encavalcament se segueix cap a l'oest i cap a l'est i és manifest entre els meridians de Sant Amanç i Ogassa per diverses repeticions dels nivells de la formació Corones.

En aquest treball s'ha interpretat que tots aquests plecs es van formar simultàneament amb el desenvolupament de l'apilament antiformal de la vall del Freser (vegeu apartat 5.2.1). Dos fets suporten aquesta hipòtesi: en primer lloc l'apilament de làmines encavalcants constituïdes per terrenys infragarumnians produeix un problema d'espai en els nivells eocens i, en segon lloc, els plecs estan ben desenvolupats al sud de l'apilament antiformal. Així doncs, els plecs dels nivells inferiors de l'Eocè han estat formats a sobre d'un nivell de desenganxament (encavalcament superior de l'apilament antiformal de la vall del Freser).

Els nivells detrítics vermells de la formació Bellmunt en el flanc nord del sinclinal de Ripoll no estan afectats pels plecs descrits (fig. 6.6). Aquesta qüestió es pot explicar per un esmorteïment progressiu dels plecs o bé per l'existència d'un nivell de desenganxament superior dels plecs concèntrics inferiors. Aquest nivell de desenganxament es localitzaria en els guixos de la formació Beuda (fig. 6.6).

El clivatge en el flanc nord del sinclinal de Ripoll és ben desenvolupat en els nivells margosos de les formacions Sagnari i Armàncies on és força penetratiu. Aquest clivatge és afectat pels plecs descrits.





**Figura 6.8.** Plecs de les calcàries de la Fm. Corones vists des de l'ermita de Sant Pere d'Huire, vall del Freser. (G) Garumnià (S) Fm. Sagnari, (C) Fm. Corones.

PART III  
EL SÒCOL HERCINIÀ

## 7. MATERIALS HERCINIANS

Totes les unitats estructurals de sòcol definides anteriorment (vegeu capítol 5) poden diferenciar-se pels materials que les constitueixen.

La sèrie herciniana que aflora a la zona axial del Pirineu oriental s'ha subdividit en els següents trams: Cambro-Ordovicià, Ordovicià superior, Silurià, Devonian i Carbonífer prehercinian.

### 7.1. CAMBRO-ORDOVICIÀ

En la zona estudiada no aflora cap sèrie cambro-ordoviciana completa. A la unitat de la Collada Verda només s'ha cartografiat una banda estreta, paral·lela a l'encavalcament de Ribes-Camprodon. Les altres unitats estructurals només contenen un tram de sèrie Cambro-Ordoviciana.

#### Unitat de la Collada Verda

En la feixa cartografiada, propera a l'encavalcament de Ribes-Camprodon, el Cambro-Ordovicià es representat principalment per una ritmita mil·limètrica a centimètrica

de nivells lutítics i nivells quarsítics. En aquesta alternança, situada per sota dels conglomerats de l'Ordovicià superior, s'hi troben intercalats nivells de diferents litologies : capes carbonàtiques, quarsites, lutites negres, conglomerats i bretxes (fig. 7.1).

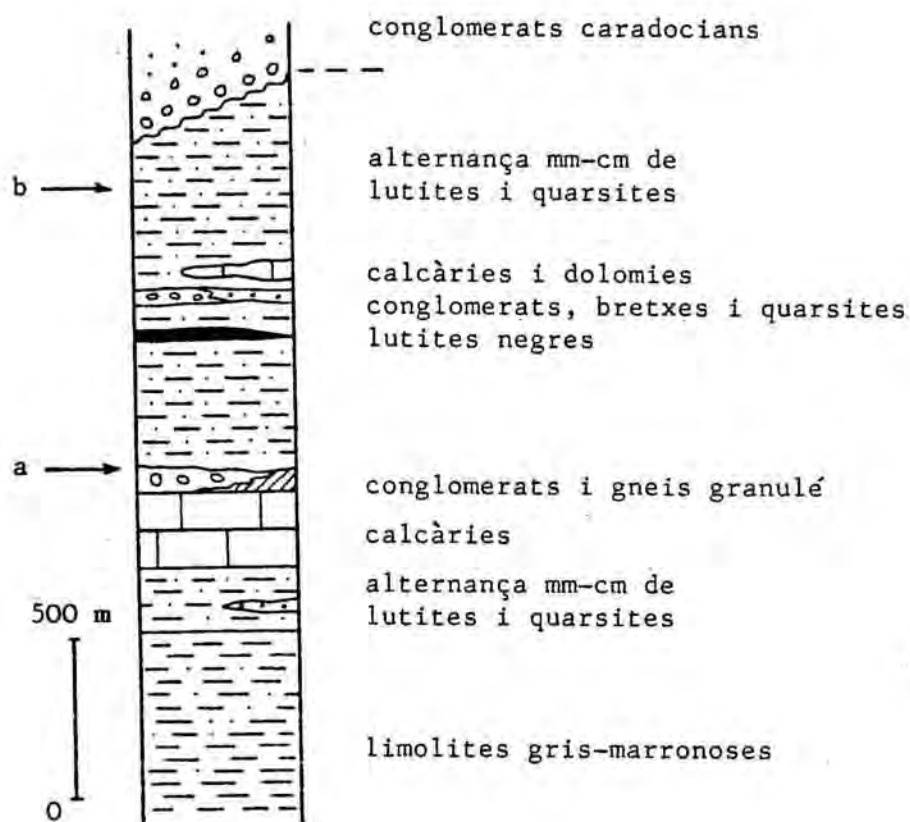
Cap a la part alta de la sèrie cambro-ordovicià es localitzen llenties carbonàtiques que formen un nivell molt discontinu entre els rius Freser i Ritort. Aquestes llenties són constituïdes per marbres clars, calcàries bandejades grises i dolomies marronoses (Sàbat, 1982). Al voltant de les roques carbonàtiques els materials detrítics esdevenen més homogenis i perden llur alternança típica.

En el riu Ritort a un nivell estratigràficament equivalent o inferior al de les llenties carbonàtiques, s'intercala un nivell de lutites negres i un altre de conglomerats, bretxes i quarsites (fig. 7.1) en l'alternança rítmica.

A l'est del riu Ritort l'estratificació dels terrenys cambro-ordovicians és obliqua respecte a la dels conglomerats basals de l'Ordovicià superior. Per sota d'aquests conglomerats es troba el tram més baix cartografiat de sèrie cambro-ordovicià. Un nivell molt característic d'aquest tram és constituït per calcàries, conglomerats i gneiss granulé (Guitard i Laffitte, 1956) (fig. 7.1). Les calcàries, amb una continuïtat lateral que contrasta amb la del nivell carbonàtic superior de la sèrie, assoleixen, al coll de la Boixeda, una potència de 400 m. Els conglomerats estan formats per còdols tous (limolites de color verdós), còdols de quars i algun de calcària. Aquests conglomerats passen gradualment als gneiss granulé.

En el sector cartografiat a l'oest de Ventolà, els materials cambro-ordovicians són més monòtons i estan representats per l'alternança mil·limètrica a centimètrica de nivells quarsítics i nivells lutítics. A l'oest de Nevà i al sud del riu Rigart l'alternança és menys manifesta; el Cambro-Ordovicià esdevé més quarsític i s'adverteix una ferruginització que, en alguns indrets, enmascara la





**Figura 7.1.** Sèrie esquemàtica dels materials del Cambro-Ordovicià cartografiats. S'ha assenyalat la posició dels conglomerats del Caradoc entre els rius Freser i Ter (a) i al coll de la Boixeda (b).

litologia. No s'ha pogut establir la relació entre la sèrie cambro-ordoviciana a l'oest de Ventolà i l'observada a l'est del riu Freser a causa de la manca de nivells de referència en la primera.

### Unitat de Montfalgar

El Cambro-Ordovicià d'aquesta unitat presenta unes ritmites de característiques idèntiques a les de la unitat de la Collada Verda on s'hi interestratifica una capa de calcàries, visible al vessant francès del pic de Montfalgar.

A la semifinestra tectònica de les Ferreres hi ha una intercalació de dolomies del Cambro-Ordovicià que fan de caixa d'una mineralització de Ba-As (Soler, 1983).

### Unitat de Bruguera

Aquesta unitat és constituïda per una sèrie gresolítica. Es tracta d'una alternança mil·limètrica a centimètrica amb intercalacions de bretxes intraformacionals i algun nivell decimètric de calcàries. Sovintegen estructures sedimentàries com ripple-marks, convoluted beds, grandoeixements, etc. Cap a la part alta de la sèrie es troben nivells de quarsites que, a l'oest de Campelles i per sota de les vulcanites estefano-permianes, assoleixen una potència plurimètrica.

Aquesta sèrie, d'una potència mínima de 300 m, presenta les mateixes característiques arreu de la unitat de Bruguera i, a l'igual que els altres materials cambro-ordovicians descrits, no té fòssils. Anteriorment (Robert, 1980; Muñoz, 1982) havia estat considerada d'edat ashgilliana. Robert (1980) la va correlacionar amb la formació Ansobell de Hartevelt (1970). Tot i que no hi ha dades paleontològiques i, després d'haver reconegut l'encavalcament inferior de la unitat de Bruguera, les característiques litològiques i la potència de la sèrie d'aquesta uni-

tat suggereixen la seva correlació amb la sèrie cambro-ordovicina.

### Correlacions i discussió

Cavet (1957-58) diferencia, en el Cambro-Ordovicià del sinclinal de Vilafranca de Conflent, dues grans unitats estratigràfiques: la sèrie de Canavelles a la base i la sèrie de Jújols al sostre. La sèrie de Canavelles és constituïda principalment per materials pelítics amb nombroses intercalacions de marbres, quarzites, nivells vulcanodetrítics i esquists grafitosos. La sèrie de Jújols, més monòtona, consta d'una alternança de capes mil·limètriques a centimètriques de lutites i quarzites on, excepcionalment, es troben nivells de calcàries (calcàries de Coubris, Cavet, 1958) a la part superior.

El nivell carbonàtic superior descrit en la unitat de la Collada Verda, anomenat per Robert (1980) a la vall del Freser, calcàries de Roques Blanques podria ésser l'equivalent de les calcàries de Coubris.

L'alternança de nivells mil·limètrics a centimètrics de lutites i quarzites que representa gran part del Cambro-Ordovicià estudiat, és característica de la sèrie de Jújols. Cal tenir en compte, amb tot, que aquesta fàcies litològica, molt estesa al Pirineu (al Pirineu Central comprèn tota la sèrie cambro-ordoviciana) no té perquè estar restringida a la sèrie de Jújols: Aquesta fàcies pot observar-se als esquists cambro-ordovicians propers als gneiss de Núria.

El nivell inferior de calcàries, conglomerats i gneiss granulé, descrit en la unitat de la Collada Verda, podria ésser l'equivalent dels microconglomerats d'Évol i de les calcàries de Tuïr d'Évol definits per Laumonier i Guitard (1979) al sinclinal de Vilafranca, on aquests autors situen el límit entre les sèries de Jújols i de Canavelles.

A manera de conclusió es pot afirmar que la majo-

ria de materials cambro-ordovicians cartografiats corresponen a la sèrie de Jújols. Això no obstant, resta encara per fer un estudi estratigràfic dels terrenys del Cambro-Ordovicià en el vessant meridional de la zona axial del Pirineu oriental per tal de poder-los correlacionar amb d'altres formacions.

## 7.2. ORDOVICIÀ SUPERIOR

L'estratigrafia de l'Ordovicià superior ha estat ben establerta en l'Hercinià pirinenc del vessant meridional, fonamentalment del Pirineu Central, pel grup de geòlegs de la Universitat de Leiden. Hartevelt (1970) en l'alta vall del Segre ha dividit la sèrie de l'Ordovicià superior en cinc formacions (Rabassa, Cavà, Estana, Ansobell i Bar) i malgrat que sovint són difícilment diferenciables en la zona estudiada, els materials que les representen afloren tot a llarg d'ella i constitueixen indispensables nivells de referència per a correlacionar tant les diferents sèries del sector analitzat entre elles com amb d'altres del Pirineu.

La principal característica de l'Ordovicià superior de la zona estudiada és la gran variabilitat de fàcies, que es posa especialment de manifest entre les diferents unitats estructurals.

### Unitat de la Collada Verda

L'Ordovicià superior d'aquesta unitat presenta unes característiques similars a les descrites per Hartevelt (1970) més a l'oest. S'hi poden, però, apreciar algunes diferències.

La part inferior de la sèrie de l'Ordovicià superior, discordant per sobre de la del Cambro-Ordovicià, és constituïda per una megasequència granodecreixent. Aquesta



seqüència s'inicia normalment amb uns conglomerats, equivalents als conglomerats de Rabassa (Hartevelt, 1970) (fig. 7.2). La potència d'aquests és generalment d'uns 30m, si bé a l'est de Pardines tenen 80 m de gruix i a l'oest de Camprodon són inexistents. Sobre els conglomerats es desenvolupen una sèrie de seqüències granodecreixents de potència mètrica a decamètrica en les que predominen els gresos.

Tot aquest tram inferior de la sèrie adquireix unes característiques diferents a l'est de Camprodon. La diferència és determinada per una important participació de les roques volcàniques. A la base de la sèrie es troba un conjunt de lutites, gresos i conglomerats. Les lutites i els gresos tenen un color vinós característic. Els conglomerats estan formats tots ells per còdols tous (limolites) de colors vinosos i verdosos vius. En aquests materials detrítics s'intercalen nivells d'andesites poc potents i roques volcanoclàstiques amb els mateixos colors vius que caracteritzen aquest conjunt. Per sobre s'hi troben les seqüències granodecreixents de potència mètrica amb microconglomerats i gresos.

A l'oest de Camprodon, els materials volcànics són escassos a la part baixa de la sèrie. A Pardines hi ha una intercalació de cendres (fig. 7.2).

El conjunt detrític inferior passa progressivament a un nivell limolític que integra la part alta de la megaseqüència granodecreixent. Aquest nivell presenta, en nombrosos indrets, un marcat caire volcanoclàstic. Els trams amb més components volcànics donen, per alteració, una roca amb un aspecte molt característic, que ha estat anomenada "roca lletja" (Muñoz i Sàbat, 1982), constituïda per una xarxa d'halos ferruginosos que envolten nòduls caolinítics.

Per sobre d'aquest darrer tram se situa la fàcies característica dels schistes troués (Cavet, 1957) (fig. 7.2). Es tracta d'una limolita que conté els fòssils més antics de la sèrie herciniana del Pirineu (Braquiòpodes, Briozous, Crinoïdeus i Coralls), els quals han estat dis-

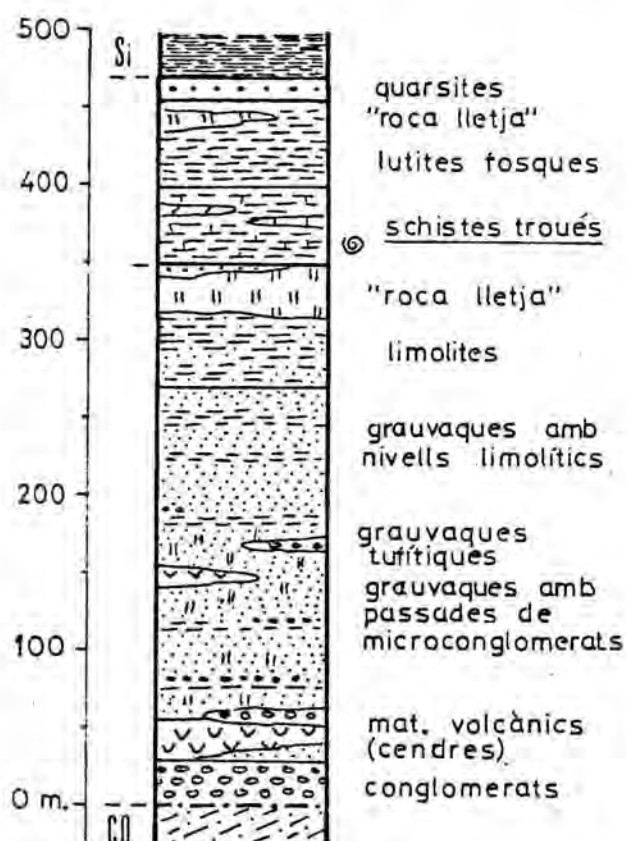
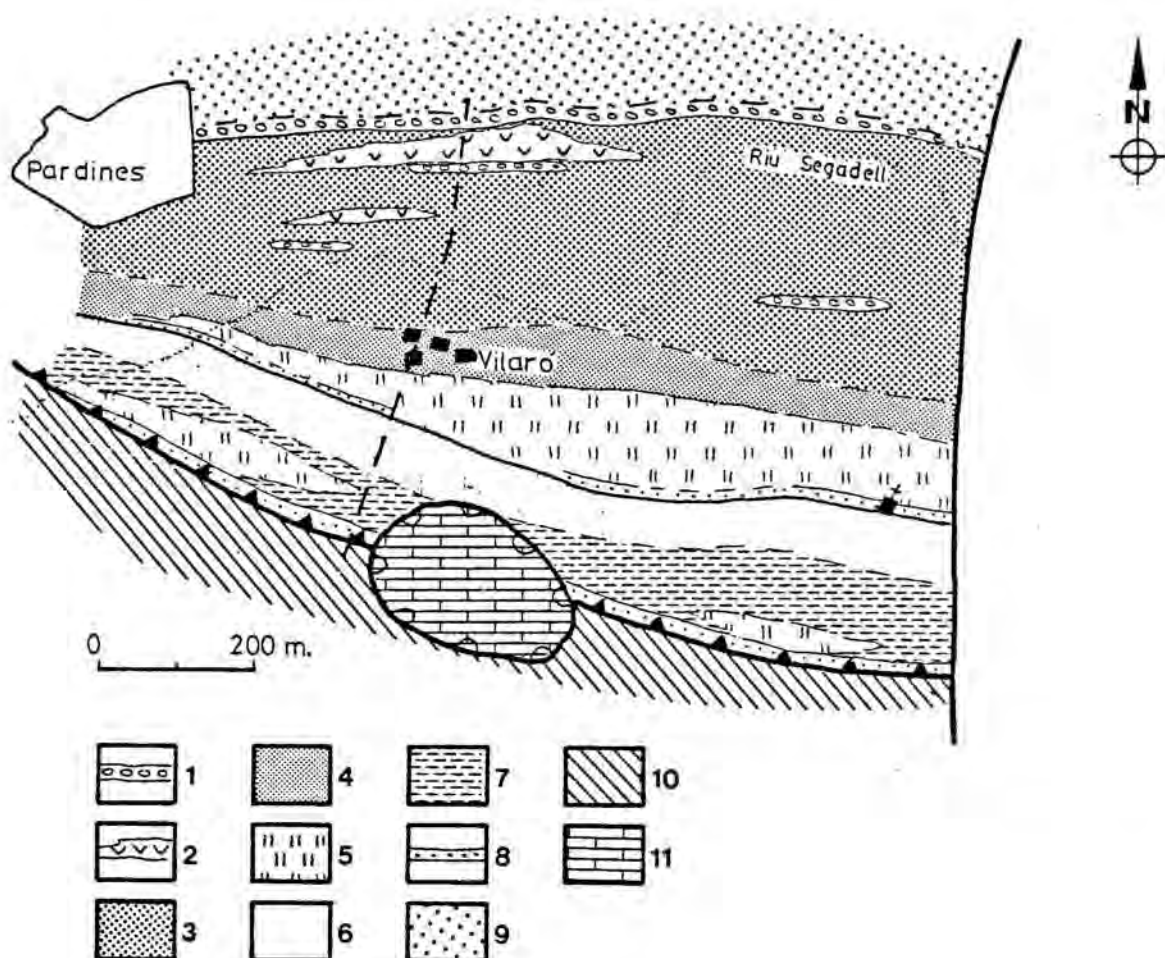


Figura 7.2. Esquema cartogràfic i sèrie de l'Ordovicià superior de la unitat de la Collada Verda a l'est de Pardines.

- 1, conglomerats
- 2, cendres
- 3, grauvaques
- 4, grauvaques de gra fi i limolites
- 5, "roca lletja"
- 6, schistes troués
- 7, lutites fosques
- 8, quarsites
- 9, Cambro-Ordovicià
- 10, Ordovicià superior, unitat de Ribes de Freser
- 11, Devonian

solts i han deixat la roca plena de petits forats. El contingut carbonàtic d'aquest nivell és variable. Les intercalacions de calcàries són primes i escasses.

A sobre dels schistes troués es desenvolupa un tram de lutites de color marronós a gris fosc. A sobre hi ha un banc de 5 a 20 m. de potència de gresos i microconglomerats quarzítics (localment poden esser carbonàtics) de color gris fosc.

La potència de la sèrie de l'Ordovicià superior de la unitat de la Collada Verda oscil·la entre 300 i 500 m.

#### Unitat de Montfalgarr

Amb característiques similars a les de la unitat de la Collada Verda a l'est de Camprodon, l'Ordovicià superior d'aquesta unitat es caracteritza per una potent (100m) intercalació d'andesites a la part baixa de la sèrie.

Entre els materials cambro-ordovicians i les andesites es localitza un conjunt detrític de colors vius (verds i vinosos) de característiques similars al descrit en la unitat de la Collada Verda a l'est de Camprodon. Aquest conjunt s'inicia amb un nivell de conglomerats quarzosos amb matriu verda. Continuen microconglomerats, gresos i lutites de colors variats.

A sobre de les andesites es desenvolupen seqüències granodecreixents amb conglomerats, gresos i lutites i algun nivell volcanoclàstic.

La part alta de la sèrie de l'Ordovicià superior no aflora en aquesta unitat. El nivell superior, a sota dels conglomerats garumnians, és constituït per limolites i schistes troués.

#### Unitat de Ribes de Freser

L'Ordovicià superior d'aquesta unitat difereix notablement del de la unitat de la Collada Verda. Les dife-

rències més remarcables són:

a) important participació en la sèrie dels materials volcànics.

b) gran varietat lateral i vertical de les litologies, donada per la irregularitat dels cossos volcanogènics.

c) major potència tant de la totalitat de la sèrie com de les formacions correlacionables amb les de la unitat de la Collada Verda.

El límit inferior de la sèrie és sempre tectònic. La part més baixa és constituïda per llenties irregulars de roques detrítiques (conglomerats i gresos), roques volcanoclàstiques i diorites.

Per sobre d'aquest tram basal s'emplaça el granòfir de Ribes de Freser i, a continuació, hi ha una alternança de materials sedimentaris i volcànics. Els materials volcànics són roques volcanoclàstiques i colades de riolites especialment abundants als voltants de Ribes de Freser. Vers l'est, els materials volcànics disminueixen a favor d'un augment dels sedimentaris; també s'observa la mateixa evolució de base a sostre.

La litologia dels materials sedimentaris que constitueixen la resta de la sèrie és variable i depèn de la proximitat de les intercalacions volcàniques. Predominen les roques detrítiques tufítiques de gra fi entre les que es poden reconèixer, en ocasions, els schistes troués i nivells primis de calcàries. A la part alta de la sèrie es diferencien, entre esporàdiques passades de materials volcànics, lutites i limolites de color gris fosc. El nivell superior és format per quarsites i microconglomerats de color gris.

La potència total de la sèrie, tot i que no n'aflora la base, oscil·la entre 1.200 i 600 m.

#### Unitat d'El Baell

Aquesta unitat mostra una sèrie d'Ordovicià supe-



rior que difereix totalment de les descrites.

Els materials més antics, situats per sobre de l'encavalcament inferior de la unitat d'El Baell, corresponen als schistes troués. Cap al sostre el contingut carbonàtic d'aquests materials augmenta progressivament, i passa, poc a poc a una alternança de calcàries i lutites, i, a la part superior, a una o dues barres de calcàries massisses amb molts crinoïdeus. A sobre de les calcàries es troben uns quants metres de lutites de color gris fosc.

Cal remarcar l'extraordinària potència d'aquest nivell carbonàtic, que assoleix un gruix mínim de 300 m.

### Correlacions i discussió

La sèrie de l'Ordovicià superior varia notablement d'una unitat estructural a una altra. La fàcies dels schistes troués és present a les quatre unitats estructurals descrites i permet d'establir una correlació entre elles (fig. 7.3).

L'Ordovicià superior de les unitats de la Collada Verda i de Montfalgarr presenta fàcies similars a les de la resta del Pirineu oriental. S'ha de fer notar l'existència de roques volcàniques a la base de la sèrie.

La megasequència granodecreixent de materials detrítics amb les intercalacions volcàniques equival a les formacions de Rabassa i Cavà de Hartevelt (1970). L'equivalent d'aquestes formacions en la unitat de Ribes de Freser és el tram de sèrie on predominen els materials volcànics i tufítics. Hartevelt (1970) atribueix a la formació Cavà una edat Caradoc a partir dels fòssils classificats en el membre superior limolític el qual, en part, pot coincidir amb els schistes troués.

Els schistes troués equivaldrien a la formació Estana de Hartevelt (1970) i als schistes troués o grauvaques à Orthès definits per Cavet (1957) al sinclinal de Vilafranca de Conflent. A partir dels fòssils trobats en aquest nivell a la unitat de la Collada Verda, Faura i Sans (1912) determina una edat caradociana. Meléndez i

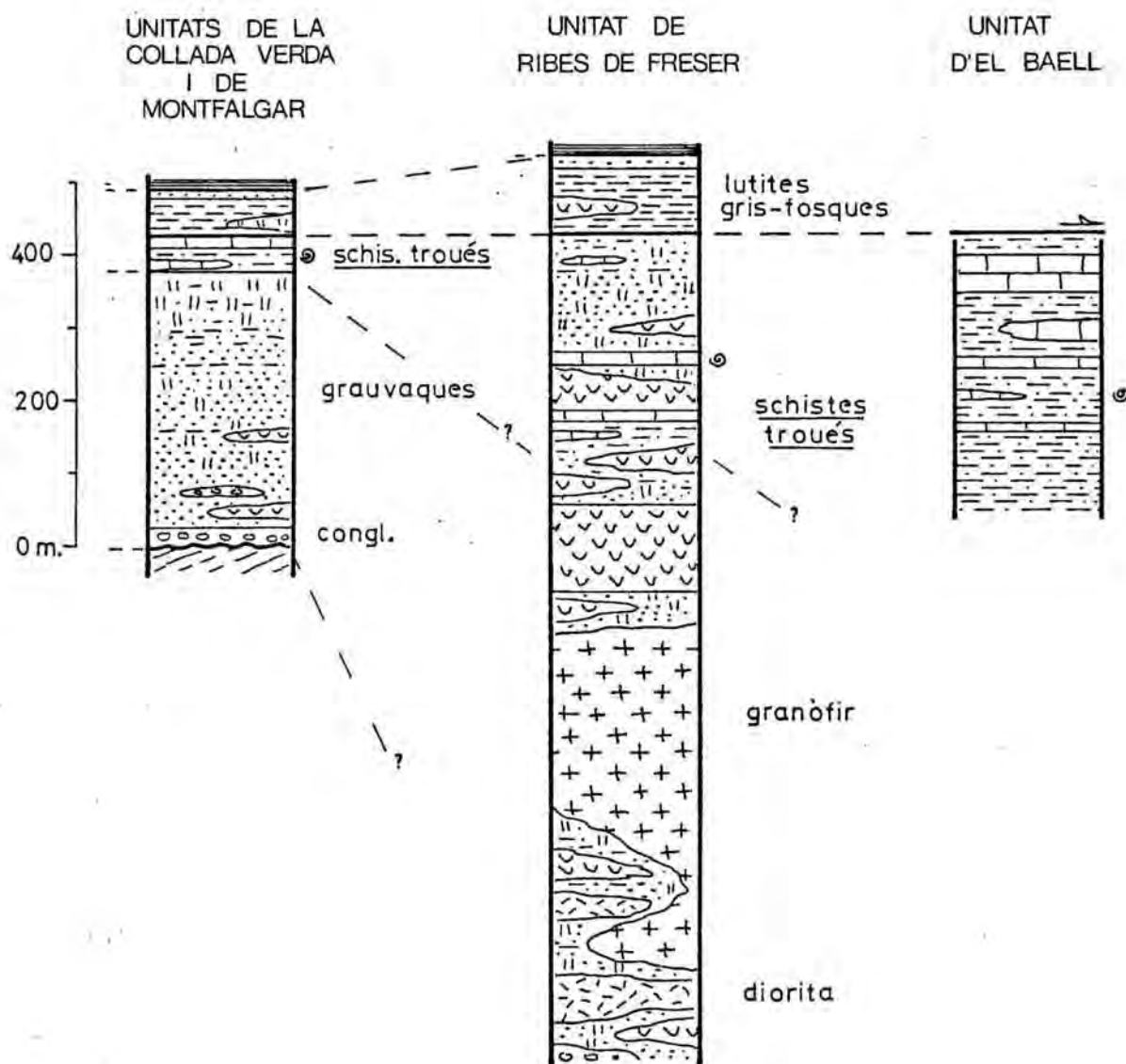


Figura 7.3. Correlació entre les sèries de l'Ordovicià superior de les unitats estructurals de la Collada Verda, Montfalgarr, Ribes de Freser i El Baell.

Chauvel (1981) han revisat la classificació dels fòssils recollits per Faura i Sans i proposen una edat Caradoc superior per al mateixos. Hartevelt (1970) atribueix una edat Caradoc superior - Ashgill inferior a la formació Estana. Robert (1980) ha datat les calcàries de la unitat d'El Baell, mitjançant conodonts, com a Caradoc. S'ha de fer notar que l'edat donada per aquest autor als schistes troués és més antiga que l'acceptada per la resta d'autors. Aquest fet es pot interpretar com que els schistes troués de la unitat d'El Baell són l'equivalent lateral de les formacions detrítiques inferiors de les altres unitats o bé com el resultat de datacions imprecises.

El nivell de lutites grises de sobre, present en les unitats de la Collada Verda, Ribes de Freser i El Baell correspondria a la formació Ansobell, formació que Hartevelt (1970) situa provisionalment a l'Ashgill. Les quarzites i microconglomerats del sostre de la sèrie, existents en les unitats de la Collada Verda i Ribes de Freser serien l'equivalent de la formació Bar de Hartevelt.

Els canvis estratigràfics entre les diferents unitats estructurals són bruscs, especialment entre les unitats de Bruguera i Ribes de Freser. La manca de sèries intermèdies entre els extrems observats és congruent amb un desplaçament important de les unitats estructurals i amb l'apilament tectònic de fragments de conques inicialment allunyades entre si.

### Les roques volcàniques de l'Ordovicià superior

El vulcanisme de l'Ordovicià superior està ben representat en la sèrie herciniana del Pirineu, en particular al vessant nord del Pirineu occidental (Perrefite - Nestalas; Degallier, 1981) i al Pirineu oriental. La regió de Ribes de Freser, al Pirineu oriental, ha estat estudiada per nombrosos autors (Robert i Thiébaud, 1976; Robert, 1980; Ayora, 1980; Muñoz i Martí, 1984; Martí et al., en premsa).

El vulcanisme de l'Ordovicià superior té un caràcter explosiu, tal com ho demostra el predomini de les roques piroclàstiques. Les laves i les roques intrusives subvolcàniques associades són poc abundants.

Les manifestacions volcàniques són presents pràcticament a tota la sèrie de l'Ordovicià superior de la unitat de Ribes de Freser, motiu pel qual es pot afirmar que l'activitat volcànica tingué lloc durant tot el Caradoc i l'Ashgill. Les roques volcàniques evolucionen en el temps des de composicions intermèdies (andesites de Rocabruna, diorites de Ribes de Freser) a composicions àcides (granòfir i riolites de Ribes de Freser). Malgrat la continuïtat de les manifestacions volcàniques en el temps, en les unitats de Ribes de Freser Montfalgarr i la Collada Verda es poden diferenciar tres conjunts volcànics (fig. 7.4): un conjunt inferior, representat, en el sector de Rocabruna, per les andesites i per les diorites de Ribes de Freser; un conjunt intermedi constituït per laves riolítiques i ignimbrites; un conjunt superior format per cendres, ignimbrites i gresos tufítics.

El granòfir de Ribes de Freser s'emplaça a la part basal de la sèrie, a sota de les riolites del conjunt intermedi. Aquesta roca subvolcànica juntament amb les diorites havien estat considerades com d'edat estefaniàna (Fontboté, 1949; Robert, 1980). Posteriorment, se'ls ha atribuït una edat ordoviciàna superior (Ayora, 1980; Muñoz, 1982) per diverses raons: la relació espacial amb les vulcanites, les estructures de deformació hercinianes que presenten i, finalment el fet que el granòfir fa de caixa d'una mineralització dintre d'una zonació relacionada amb el granit de Costabona (granit tardihercinià).

Les andesites presenten una microestructura porfírica microlítica. Els fenocristalls són de plagiòclasi albititzada i minerals ferromagnèsics (piroxens) completament pseudomorfitzats per clorita, òxids de ferro i carbonats.



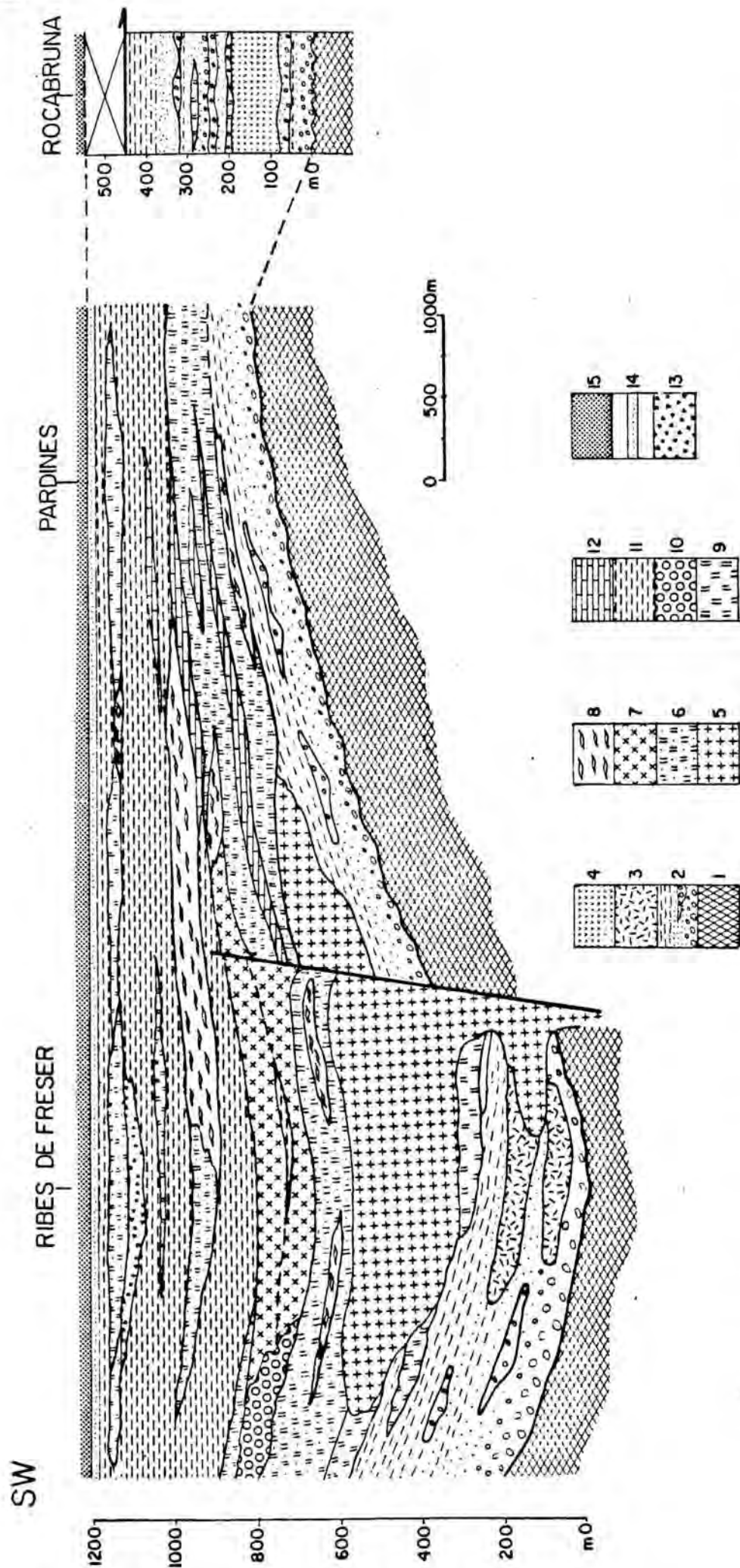


Figura 7.4. Esquema de la distribució de les roques volcàniques de l'Ordovicià superior de la regió de Ribes de Freser i Rocabruna.

1, Cambro-Ordovicià; 2, conglomerats, gresos i lutites; 3, diorites; 4, andesites basàltiques; 5, gra nòfir; 6, gres tufàtic; 7, riolites; 8, ignimbrites; 9, tufs cinerífics; 10, conglomerats amb còdols riolífics; 11, lutites; 12, calcàries; 13, bretxes piroclàstiques; 14, quarzites; 15, Silurià.

Les diorites són roques de gra fi a mig, constituïdes essencialment per cristalls de plagiòclasi albititzada i hornblenda retrogradada a actinolita i clorita.

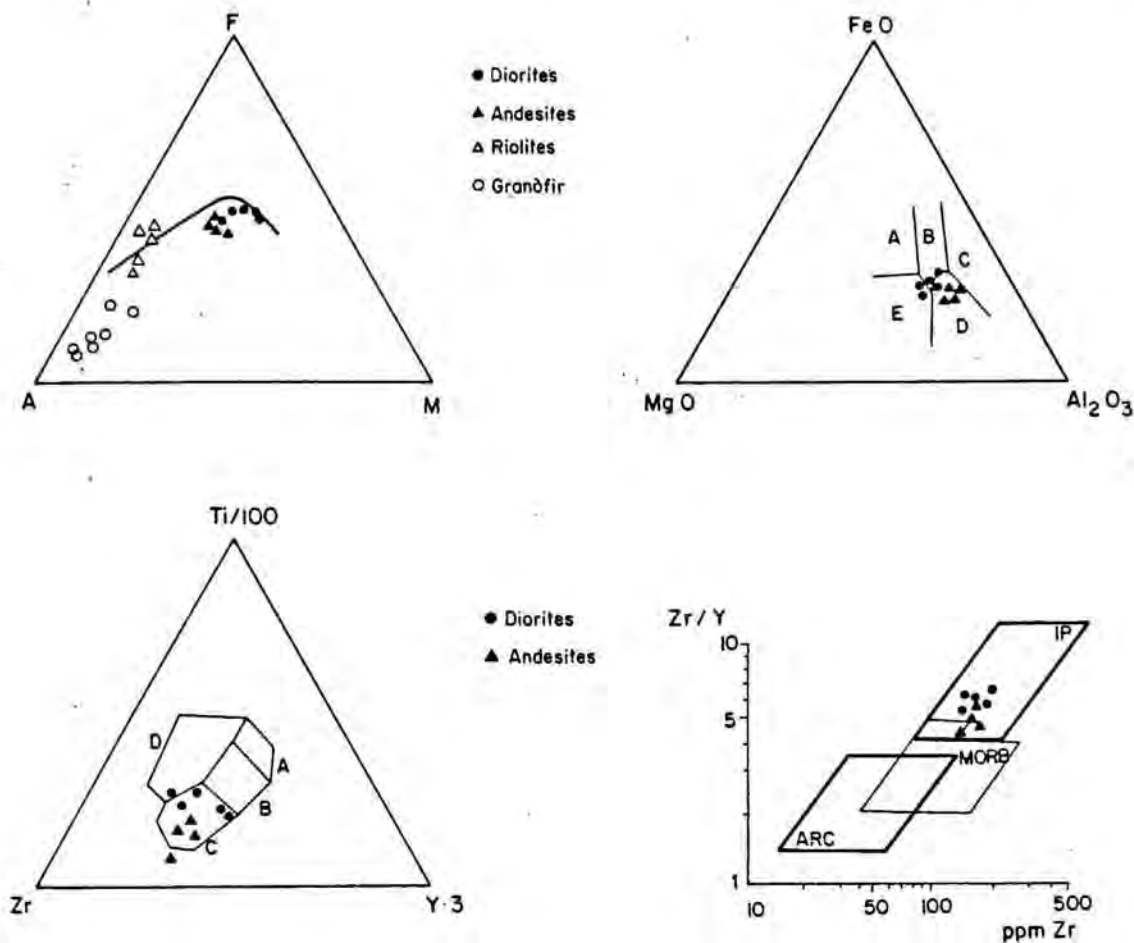
Les laves riolítiques tenen una microestructura porfírica amb fenocristalls d'albita i de quarsarroït inclosos en una matriu felsítica que, de vegades, presenta una estructura fluidal.

Les ignimbrites constitueixen nivells relativament poc potents d'extensió lateral variable i amb passos laterals graduals a roques sedimentàries. Estan desvitrificades i parcialment recristal·litzades. La microestructura és porfírica amb fenocristalls d'albita i quars i matriu de fil·losilicats i agregats de quars i feldspat.

Els tufs cinerítics formen nivells menys potents que els d'ignimbrites. Estan formats per fenocristalls de quars i alguns d'albita. La matriu està formada per fil·losilicats de mida de gra molt fina i parcialment presenta un elevat grau de ferruginitització.

El granòfir de Ribes de Freser, emplaçat en el conjunt intermedi, pot haver intruït amb posterioritat a les colades de riolites. És una roca de composició leucogranítica constituïda per quars i feldspat potàssic fonamentalment i algun cristall de plagiòclasi sòdica i biotita. Sovintegen intercreixements gràfics entre el quars i el feldspat. Els contactes del granòfir amb la roca encaixant tendeixen a paral·lelitzar-se amb l'estratificació. El seu emplaçament és clarament posterior al de les diorites, donat que aquestes són creuades per petits dics de granòfir.

La geoquímica de les roques estudiades mostra que han sofert importants alteracions hidrotermals (propilització i albitització). Malgrat això, les mitjanes de les anàlisis realitzades (fig. 7.5) donen una bona aproxima



	I $\bar{x}(n=4)$	II $\bar{x}(n=5)$	III $\bar{x}(n=5)$	IV $\bar{x}(n=7)$	V $\bar{x}(n=9)$
SiO <sub>2</sub>	53,04	50,06	70,69	76,18	75,47
TiO <sub>2</sub>	0,81	1,01	0,08	-	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,97	15,04	12,64	12,78	12,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,60	10,71	4,77	1,32	1,77
MnO	0,14	0,15	0,04	0,02	0,01
MgO	4,83	6,62	0,83	0,72	0,34
CaO	4,25	6,02	1,77	0,92	0,29
Na <sub>2</sub> O	5,54	3,32	3,48	1,94	1,29
K <sub>2</sub> O	0,43	1,96	2,66	4,92	5,71
P.F.	4,82	4,91	2,69	2,08	1,67
TOTAL	99,43	99,80	99,65	100,88	99,49
NORMA CIPW					
Q	2,27	1,42	34,31	41,80	44,30
Co	0,04	-	0,81	2,56	3,64
Or	3,28	11,74	15,74	29,09	33,91
Ab	47,69	28,47	29,44	16,46	11,80
An	20,38	20,59	8,80	4,53	2,14
Hy	10,62	11,27	4,06	2,22	1,37
Ol	3,64	7,54	-	-	-
Mt	5,24	4,90	3,65	1,07	1,21
Il	1,48	1,93	0,15	-	0,25
Di	0,57	7,91	-	0,02	-
ppm					
Zr	155	145	442	198	395
Nb	11	12	25	29	28
Y	29	26	68	69	57
Rb	35	71	102	238	67
Sr	126	248	59	7	158

Figura 7.5. Diagrames AFM, FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ti/100-Zr-Y<sub>3</sub>, Zr/Y-Zr de les roques volcàniques analitzades de l'Ordovicià superior. Mitjanes de les anàlisis químiques i de les normes CIPW. I, andesites basàltiques; II, diorites; III, riolites ordovicianes; IV, grandfir; V, riolites estefano-permianes.

ció de la seva composició inicial.

La projecció en el diagrama AFM d'aquestes composicions (fig. 7.5) indica una tendència diorita- andesita- riolita- granòfir calco-alcalina, tendència que no és molt evident a causa del lleuger caràcter alcalí general atribuït als processos d'alteració hidrotermal.

Es suggereix suposar una relació genètica entre diorites, andesites i riolites. D'altra banda, l'associació espacial entre el granòfir i les riolites al·ludeix una certa relació genètica entre elles. Aquesta relació, però, no sembla evident a partir de les dades geoquímiques disponibles, potser a causa dels processos d'alteració. Cal fer notar que les relacions genètiques entre el granòfir i les roques riolítiques permianes són també problemàtiques, especialment per raó de les diferències entre els elements traça que contenen (fig. 7.5).

La representació de la composició de les mostres en els diagrames de la fig. 7.5 indica que les roques volcàniques de l'Ordovicià superior són calco-alcalines, típiques d'una etapa orogènica en condicions d'intraplaca.

### 7.3. SILURIÀ

Tot i que es presenta en la fàcies típica del Pirineu, és a dir, lutites negres ampelítiques, s'hi observen litologies anòmales en els terrenys d'aquesta edat.

És un nivell important de desenganxament tant durant l'orogènia herciniana com durant l'alpina i, per tant, és del tot impossible d'establir una successió estratigràfica precisa, així com una avaluació de la seva potència. Les lutites silurianes es localitzen en els contactes entre totes les unitats estructurals descrites amb sòcol. La màxima potència de materials del Silurià es localitza a la base de la unitat de Serra Cavallera. Una altra important acumulació es troba a l'oest de Ribes de Freser, en



un punt on convergeixen nombrosos encavalcaments.

En les lutites negres hi ha, a vegades, graptòlits. Aquests són especialment abundants a l'est de Camprodon on s'ha localitzat també un jaciment de trilobits que ha lliurat noves espècies de Dalmatites i graptòlits aff. monograptus sedwickii (zona 21, Llandovery), segons W. Hammann (com. personal).

A la unitat de Serra Cavallera, entre les lutites negres i les calcàries devonianes s'observa un conjunt detrític que a l'oest de Camprodon, és compostat per grauvaques limolítiques i quarsoses de color gris fosc. Aquest conjunt esdevé més potent a l'est de Camprodon, de l'ordre del centenar de metres, alhora que la litologia es torna extraordinàriament variable. Els materials predominants són una alternança centimètrica a mil·limètrica de gresos fins i limolites de color gris-marronós amb nivells decimètrics interestratificats de calcàries gris fosc. Simultàniament també limolites amb molts fòssils (crinoïdeus) dissolts que recorden els Schistes troués de l'Ordovicià superior, microconglomerats negres amb còdols de quars i feldspats, bretxes, quarsites, gresos carbonàtics, etc. Aquests materials se segueixen fins a Rocabruna, on constitueixen una llentia encavalcant del dúplex de Rocabruna (fig. 5.27).

Aquest conjunt detrític equival als gresos de Camprodon descrits per Trouw (1969). Hom pot suposar que representa el trànsit Silurià-Devonià, encara que no ha estat mai datat. Boersma (1973) suggereix una edat gediniana, en base a l'atribuïda a uns materials similars existents al massís de Mouthoumet (Ovtracht, 1960).

#### 7.4. DEVONIÀ

Les unitats estructurals constituïdes per materials suprasilurians i moltes de les làmines encavalcants

o subunitats en què es subdivideixen poden caracteritzar-se per la seva sèrie devoniana. En la majoria dels casos les diferències entre les sèries de les làmines encavalcants no són gaire manifestes. Es poden però distingir dos grups d'unitats estructurals amb sèries marcadament diferents entre sí. Un d'ells és representat per la subunitat de La Cubil, dins de la unitat de Coma Ermada-Conivella; l'altre grup consta de totes les altres unitats estructurals, que s'han agrupat amb el nom d'unitats superiors.

### Subunitat de La Cubil

La sèrie d'aquesta subunitat és poc coneguda. El seu límit inferior és sempre tectònic i gran part de la sèrie està molt deformada. Aquests fets i la manca de nivells guia continus ha dificultat la realització de una sèrie representativa.

Les sèries més completes afloren al sud de Pardines i a l'est de la falla de les Fontetes (figs. 5.2 i 5.3). El tram de sèrie inferior observat és assenyalat per calcàries massisses recristal·litzades de color gris, molt fossilíferes (Crinoïdeus i tentaculítids). Al sud de Nevà, a sota d'aquestes calcàries aflora un nivell de tufs de composició riolítica. Aquesta roca té una estructura porfírica amb megacristalls de quars i plagiòclasi. A sobre de les calcàries massisses s'hi troba un nivell de potència mètrica de tufs de continuïtat lateral reduïda i quarsites de color negre.

A sobre de les calcàries inferiors es desenvolupa una potent sèrie (entre 200 i 400 m) de calcàries i calcàries lutítiques. Predomina un color marronós donat per l'existència d'òxids de ferro, possiblement provinent dels cristalls de pirita que contenen. Els fòssils més abundants són els tentaculits (Styliolines) i els crinoïdeus. Aquest tram de la sèrie constitueix la quasi totalitat de l'aforament de Devonià de la subunitat de la Cubil.

La part alta de la sèrie aflora en bones condi-

cions al sud de Pardines. Es tracta d'un paquet de 80 metres de potència de calcàries massisses de color gris situades a sota de les lidites del Carbonífer. Aquestes calcàries presenten un sistema apretat de superfícies estilolítiques paral·leles a l'estratificació (estilolaminita en el sentit de Logan i Semeniuk, 1976). La part intermèdia és integrada per un nivell mètric de packstone de goniatílids centimètrics. A l'est de la falla de les Fontetes afloren, en aquesta posició estratigràfica, calcàries griotte.

Es desconeix la localització del límit Devonian - Carbonífer i si aquest correspon a la base de les lidites o si se situa en el paquet de calcàries massisses superiors.

### Unitats Superiors

Els materials devonians de les unitats de Serra Cavallera i Coma Ermada - Conivella (exceptuant-ne la subunitat de La Cubil) i els afloraments en les unitats de Surroca, Montgrony i Castellar de N'Hug presenten unes característiques comunes que permeten una descripció global. S'han diferenciat quatre nivells: D1, D2, D3 i D4. La complicació tectònica fa difícil observar una successió contínua de tots aquests nivells; la sèrie més completa s'allotja a la part alta del vessant sud del Puig Estela on aflora el D1 en el nucli d'un anticlinal (fig. 7.6).

D1. El límit entre els materials silurians i els devonians és sempre tectònic, motiu pel qual el límit inferior del D1 queda imprecís. La base del D1 és representada per calcàries lutítiques gris fosc.

La fàcies característica del D1 és esbossada per calcàries lutítiques marronoses amb una certa tonalitat verdosa. Aquestes calcàries són noduloses en els nivells més lutítics i entre elles es disposen calcàries grises.

Els fòssils més abundants són els crinoïdeus, que, de vegades, constitueixen nivells d'encrinites. També són abundants els tentaculits, ortoceràtides, braquiòpodes i trilobits.

La potència pot calcular-se entre 50 i 80 m.

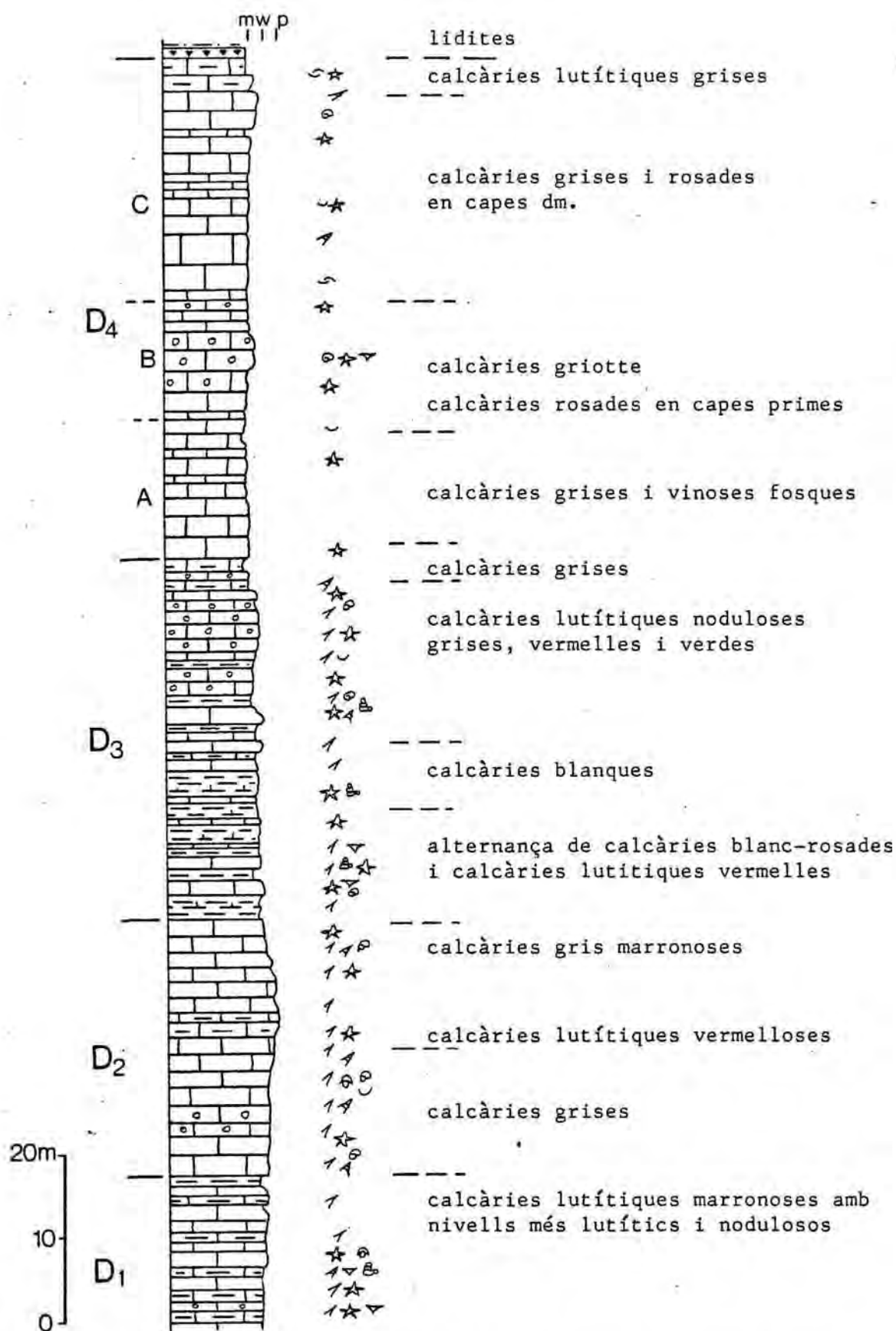


Figura 7.9. Sèrie del Devonià de les unitats superiors al vessant sud Puig Estela (Ogassa). Segons Sanz (en preparació) sinplificat. (m) mudstone; (W) wackestone; (p) packstone; (∩) valves; (☆) crinoïdeus; (▽) braquiòpodes; (⊙) goniatits; (↗) ortoceràtides; (↖) tentaculits; (⊕) gasteròpodes; (⊗) trilobits.



D2. És un tram de calcàries de color gris clar. Les superfícies d'estratificació són molt característiques; tenen una forma irregular amb sortints de calcària remarcats per envoltas poligonals de lutita de color ocre. El D2 està estratificat en capes decimètriques i, en conjunt, té un aspecte massís.

Són característics els wackestones i packstones de tentaculits. Aquest nivell és molt fossilífer; s'hi troben també ortoceràtides, crinoïdeus, trilobits, ostràcods, valves, briozous, etc.

És un bon nivell guia, encara que no sempre és diferenciable. La potència és d'uns 25 m.

D3. Alternança de calcàries, calcàries lutítiques i lutites. El contingut total de lutita és elevat i són freqüents les fàcies noduloses. El color és variat: gris, rosat, vermell o verd són els colors freqüents. En les zones més lutítiques de color vermell els ortoceràtides i els goniatits són abundants. Els nivells de calcàries grises corresponen normalment a wackestones de tentaculits.

Endemés dels fòssils citats s'observen també crinoïdeus, ortoceràtides, braquiòpodes, valves, trilobits, etc.

La potència pot avaluar-se entre 50 i 100 m.

D4 El límit amb el D3 és, sovint, difícil de precisar. El límit superior s'ha situat arbitràriament a la base de les lidites carboníferes, ja que cas que el límit Devonià - Carbonífer es trobi a les calcàries es desconeix la seva localització. Poden diferenciarse tres membres.

El membre inferior consta de calcàries micrítiques de color gris, estratificades en bancs decimètrics. És característic d'aquest membre un nivell de calcàries laminades de color granat. Pràcticament no hi ha fòssils sols s'adverteix algun fragment de crinoïdeu.

El membre intermedi és format per les calcàries griotte, calcàries nodulosos de color rosat o vermellós. En certs nivells els nòduls corresponen a petits goniatits (2cm) que proporcionen bones estructures geopotals. Hi

ha a més connoïdeus, braquiòpodes, possibles foraminífers i wackestones de valves.

El membre superior és constituït per calcàries de color gris clar que es disposen en bancs de potència mètrica a la base. Cap al sostre de la sèrie els nivells esdevenen més prims alhora que augmenten els fòssils fins a formar wackestones de valves. S'observen també goniatites, braquiòpodes i crinoïdeus És el membre més potent .

El D<sub>4</sub> és el nivell menys fossilífer del Devonian. Es caracteritza per ésser constituït majoritàriament per mudstones. La potència oscil·la entre 60 i 100 m.

Comparació entre les unitats superiors. Els materials del Devonian inferior (D<sub>1</sub>+D<sub>2</sub>) no són presents en la subunitat de Remoló. En la subunitat del Taga ocupen, en canvi, una bona part de la seva extensió cartogràfica. En la làmina encavalcant inferior d'aquesta subunitat la diferenciació entre el D<sub>1</sub> i el D<sub>2</sub> és difícil. En la unitat de Serra Cavallera les calcàries del Devonian inferior afloren en una estreta feixa, al vessant nord de la Serra Cavallera i constitueixen l'extrem oriental d'aquesta unitat (urbanització de Font Rubí). En els afloraments devonians de la unitat de Surroca i d'una làmina encavalcant de la unitat de Castellar de N'Hug hi ha també D<sub>1</sub> i D<sub>2</sub> .

El D<sub>3</sub> és el nivell més variable. En la subunitat de Remoló es caracteritza per una alternança de calcàries lutítiques i lutites vermelles i calcàries grises; hi predomina el color vermell. En la subunitat del Taga és menys potent, més carbonàtic i amb calcàries i calcàries lutítiques de color gris. A vegades és difícil de diferenciar del D<sub>1</sub>. El D<sub>3</sub> de la unitat de Serra Cavallera té unes característiques intermèdies.

No s'ha observat cap diferència apreciable entre el D<sub>4</sub> de les diferents unitats estructurals superiors. Cal remarcar l'existència de bretxes en el trànsit entre el D<sub>3</sub> i el D<sub>4</sub> de la subunitat de Remoló.

### Correlacions i discussió

D'acord amb la distribució dels diferents materials del Devonian i del Carbonífer inferior del Pirineu, els autors holandesos (Zwart, 1979) diferencien quatre àrees de fàcies: Àrea Nord-pirinenca, Àrea Septentrional, Àrea Central i Àrea Meridional. Aquesta última ha estat subdividida en l'Àrea de Serra Negra i en l'Àrea d'El Comte.

El Devonian de la zona estudiada pertany a l'àrea de fàcies d'El Comte que s'estén des de la zona de les Nogueres, i el sud d'Andorra fins a la vall del Ter. En el Devonian de l'àrea d'El Comte els autors holandesos diferencien quatre formacions que, de base a sostre, són : formació Rueda, formació Basibé, formació Villec, formació El Comte (Mey, 1968) (fig. 7. 7). Aquestes quatre formacions es distingeixen fàcilment a gairebé tota l'àrea de fàcies d'El Comte, gràcies, entre altres raons, a la presència de la típica fàcies lutítica de color vermellós i verdós de la formació Villec.

La sèrie de la subunitat de la Cubil és difícilment correlacionable amb la de L'àrea de fàcies d'El Comte. Tot i que ambdues són essencialment carbonàtiques, el tram inferior de la sèrie de la subunitat de la Cubil amb nivells detrítics i volcànics no té equivalent en l'àrea de fàcies d'El Comte. El nivell superior de calcàries massisses que de vegades conté calcàries griotte podria correspondre a la formació El Comte.

El Devonian de les unitats superiors és, en canvi, similar al de L'àrea de fàcies d'El Comte. Cal remarcar com a úniques diferències el caràcter més calcari i la reduïda potència (150-250 m) de la sèrie devoniana de les unitats superiors. El  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ,  $D_4$  equivaldrien respectivament a les formacions Rueda, Basibé, Villec i El Comte (fig. 7. 7).

La fig. 7. 8 sintetiza l'edat de les formacions del Devonian de l'àrea de fàcies d'El Comte segons l'estudi de conodonts dut a terme per Boersma (1973). Aquestes edats

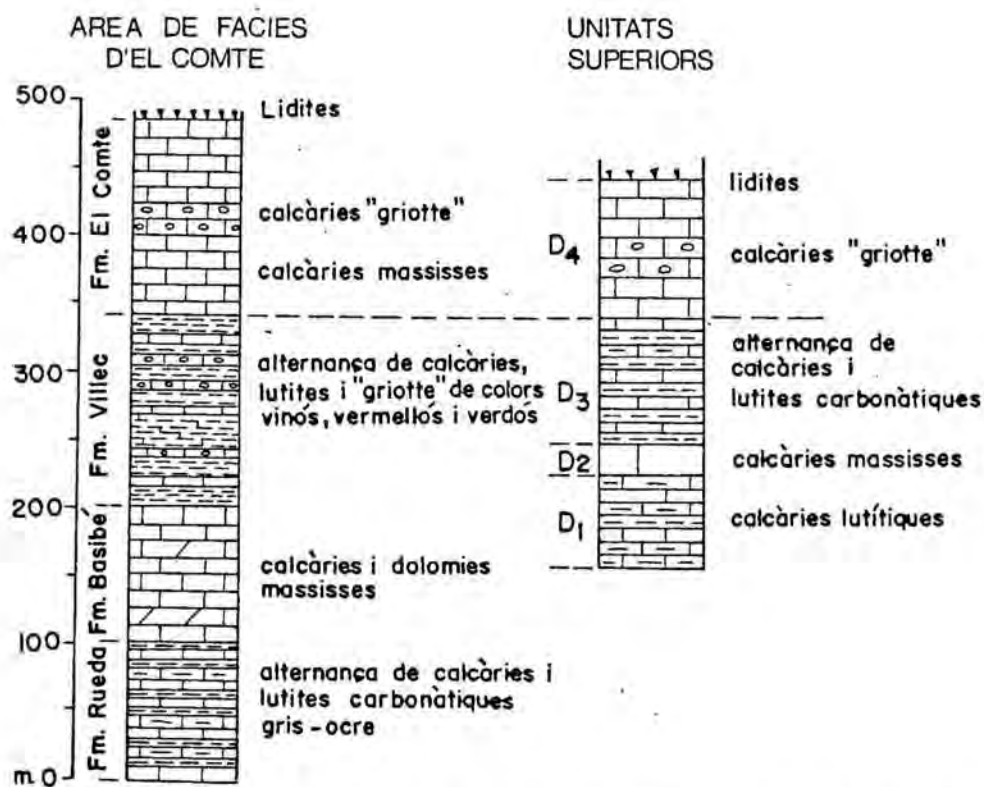


Figura 7.7. Sèrie sintètica de l'àrea de fàcies d'El Comte i correlació amb la sèrie de les unitats superiors.

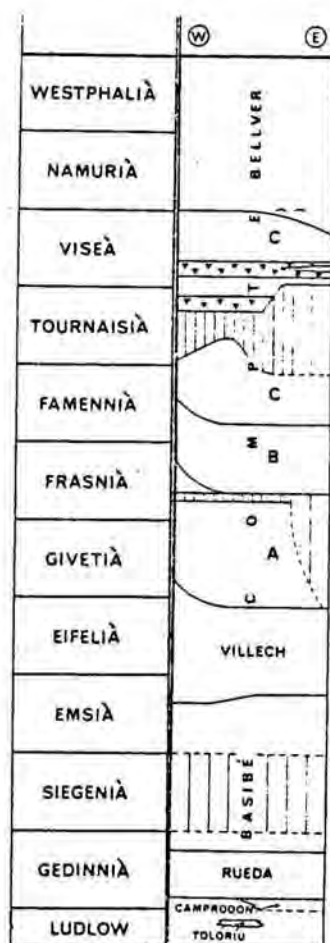


Fig. 7.8. Correlació cronoestratigràfica de les formacions del Devonià de l'àrea de fàcies El Comte, segons l'estudi de conodonts dut a terme per Boersma (1973).



donen una aproximació de les edats de les formacions equivalents diferenciades en les unitats superiors. Actualment s'està duent a terme la realització d'un estudi cronoestratigràfic i sedimentològic del Devonià de l'àrea estudiada, malgrat tot, no es disposa encara de dades precises.

## 7.5. CARBONÍFER PREHERCINIÀ

Com ja ha estat dit, no es coneix la situació del límit Devonià-Carbonífer, motiu pel qual es descriuran com a Carbonífer els materials situats per sobre de la sèrie carbonàtica atribuïda al Devonià.

Els materials del Carbonífer prehercinià són presents a totes les unitats estructurals amb Devonià, i ocupen una extensió més àmplia en la unitat de Serra Cavallera i en la subunitat de Remoló.

A sobre de les calcàries del  $D_4$  s'assenta un nivell molt característic de lidites, generalment negres, perfectament estratificades en bancs centimètrics o decimètrics i, a voltes, amb interbancs de lutites silíciques més prims. Al microscopi s'observen gran quantitat de Radioris. La potència és de 5 a 15 m. i constitueixen un excel·lent nivell guia.

Per sobre es desenvolupa una alternança de gresos i lutites pròpia de la fàcies Culm (en sentit ampli, ja que no hi ha vulcanites). Els nivells gresosos poden presentar laminació encreuada de baix angle i estructures de base. El color dels gresos és marró verdós, mentre que les lutites són gris fosques. En la subunitat de Remoló es troben nivells de microconglomerats quarzosos.

## 8. ESTRUCTURA HERCINIANA

L'estructura herciniana dels afloraments prehercinians del Pirineu es caracteritza per una complexa tectònica polifàsica, durant la qual es formen diversos sistemes de plecs.

Malgrat les divergències entre els diferents autors que han estudiat l'estructura herciniana del basament pirinenc i que aquesta no és del tot coneguda, hom accepta els següents trets fonamentals: Desenvolupament d'estructures penetratives, direcció E-W a SE-NW de les principals estructures i presència de domos amb nuclis gnèissics envoltats per sinformes apretats.

La foliació tendeix a ésser subhoritzontal o en forma de dom en el gneiss i materials més metamòrfics, mentre que cap als nivells més superiors es verticalitza. En els sinclinals on afloren els nivells estratigràfics superiors (fonamentalment del Devonià i Carbonífer inferior), la foliació esdevé menys penetrativa i sovint no hi és present. En comptes, pot desenvolupar-se un clivatge associat a plecs posteriors. Aquesta disposició ha motivat diferents interpretacions: l'escola holandesa (Zwart, 1979) considera sincrònica la formació de la foliació en forma de dom en els materials més metamòrfics (infraestructura) i la de la foliació subvertical en els terrenys del Paleozoic superior (supraestructura). Altres autors (Seguret

i Proust, 1968) suposen una disposició inicial subhoritzontal de la foliació dominant, posteriorment verticalitzada per plecs tardans.

## 8.1. ESTRUCTURA HERCINIANA AL PIRINEU ORIENTAL

Han estat nombroses les successions de fases de deformació proposades per a l'evolució estructural dels materials prehercinians del Pirineu oriental. Per tal de simplificar llur descripció, les estructures s'han agrupat en tres episodis deformatius (Carreras i Santanach, 1983): el primer, anomenat prefoliar, l'episodi sinfoliar o principal i el tercer, postfoliar o tardà.

### Episodi prefoliar

En aquest episodi s'inclouen les fases de deformació anteriors a la formació de la foliació dominant. Molts autors han posat de manifest l'existència d'una fase prefoliar). Segons Santanach (1974) una primera fase sense estructures penetratives associades explicaria la disharmònia entre els plecs dels gneiss i els plecs dels materials cambro-ordovicians, així com la dispersió que presenten les lineacions de la fase sinfoliar de la sèrie cambro-ordoviciàna. Llac (1973), en els materials cambro-ordovicians del vessant nord del Puigmal, cita una primera fase sense foliació anterior a la fase principal. Laumonier i Guitard (1979), en un estudi realitzat en el sinclinal de Vilafranca del Conflent, han caracteritzat dues fases de deformació prefoliar mitjançant l'anàlisi estructural de la distribució de les lineacions d'intersecció de la foliació dominant amb l'estratificació. Els plecs d'aquestes fases tenen eixos de direccions ESE-WNW (1ª fase) i E-W (2ª fase).

Tothom accepta que els primers plecs reconeguts no tenen estructures penetratives associades.

### Episodi principal

Durant aquest episodi té lloc la formació de la foliació dominant, tant en els gneiss com en la resta dels materials prehercinians. La foliació està associada a plecs, en general isoclinals i asimètrics.

Malgrat les dispersions dels eixos dels plecs, produïdes per les interferències amb els plecs anteriors, un grup d'autors (Mattauer et. al., 1966; Llac, 1973; Santanach, 1974) atribueix als plecs d'aquest episodi una direcció NW-SE. En certes àrees se n'han descrit de sinfoliaris amb direcció NE-SW (Llac, 1969; Guitard, 1970). Segons Laumonier i Guitard (1978) aquestes direccions coexisteixen i són determinades per les posicions dels flancs curts i llargs dels plecs anteriors.

Segons alguns autors (Llac, 1969, Casas, 1978) la foliació dominant és el resultat de la superposició de dos sistemes de plecs, mentre que per a d'altres autors (Santanach, 1974) només un sistema n'és visible.

La vergència de la fase principal de deformació ha estat objecte de dues interpretacions. Guitard, 1977 i Llac, 1973 opinen que la vergència és nord, en canvi per a Santanach, 1974 i Casas, 1978 les estructures d'aquesta fase són vergents al sud. Santanach (1974) i Mattauer et al. (1968) descriuen al final de l'episodi principal, cisallaments paral·lels a la foliació.

### Episodi tardà

Aquest episodi inclou totes aquelles fases de deformació posteriors a la fase principal, responsable de la foliació dominant.

Tothom accepta l'existència d'una fase de plega-



ment de direcció ESE-WNW que condicona, a grans trets, la disposició actual de les estructures hercinianes. En el vessant sud dels massissos gnèissics es desenvolupa una foliació de crenulació, generalment amb un fort cabussament vers el nord. Segons Guitard (1970) i Santanach (1974) aquesta fase també dóna lloc a plects de direcció NE-SW, de menor importància que els de direcció ESE-WNW. La interferència d'ambdós sistemes, la cronologia relativa dels quals no ha pogut ésser establerta, explica l'estructura en dom dels massissos gnèissics. Als terrenys gnèissics i als de més alt grau metamòrfic es desenvolupen bandes milonítiques com a resultat de l'evolució dels plects de la fase anterior (Carreras, Julivert i Santanach, 1980). Posteriorment té lloc la formació de plects de tipus "kink-band", especialment en roques amb foliacions molt penetratives i amb marcada anisotropia.

### Edat de la deformació

Malgrat la possible repercussió d'altres orogènies, tant anteriors com posteriors, s'accepta unànimement que totes les estructures que s'han descrit són degudes a l'orogènia herciniana.

Segons els autors holandesos (Mey et al., 1968; Harteveldt, 1970), els primers materials post-hercinians datats en el Pirineu central, les bretxes de la formació Aguiró, pertanyen al Westfalià D (Mey, 1968), per la qual cosa la discordança post-herciniana és intra-westfaliana. Gisbert (1980), en la serra del Cadí atribueix les bretxes basals post-hercinianes a l'Estefanià B.

### Tectònica tardiherciniana

Sota aquesta denominació s'agrupen totes aquelles estructures de caràcter fràgil principalment, i posteriors a les fases de deformació descrites. Aquestes afecten els terrenys post-orogènics del cicle hercinià d'edats estefa-

niana i estefano-permianes endemés dels materials hercinians.

La gran quantitat d'accidents discontinus que afecten l'hercinià de la zona axial fa difícil la seva sistematització. A més, el fet que gran part de les fractures tardihercinianes hagin rejugat posteriorment durant l'orogènia alpina, en dificulta la datació i diferenciació (Fontboté i Guitard, 1958).

Molts autors han intentat de sistematitzar les fractures tardihercinianes. El resultat ha estat la diferencició de sistemes de falles segons quasi bé totes les direccions possibles. D'altra banda, el fet que les zones de cisalla (bandes milonítiques) hagin estat agrupades, juntament amb les fractures fràgils, en sistemes, les fases dels quals tindrien la mateixa significació genètica, dificulta encara més la comprensió de la bibliografia existent. És possible que certes falles tardihercinianes siguin contemporànies als plecs de tipus "kink bands" pertanyents a les últimes fases de l'episodi tardà de la deformació herciniana.

Llac (1979) ha atribuït una edat tardiherciniana (estefano-permiana) a estructures tangencials de lliscament. Les unitats al·lòctones emplaçades durant aquest temps constitueixen, en gran part, els afloraments del Paleozoic superior (Devonià, principalment) de la vora sud de la zona axial entre la Cerdanya i el Llobregat. Segons aquest autor, aquestes unitats s'emplacen per lliscament gravitatori durant un període d'epirogènesi d'edat estefano-permiana. Hartevelt (1970) descriu a la Cerdanya, unitats estructurals constituïdes per Devonià que llisquen per gravetat cap al sud, des de zones elevades a zones més deprimides. Quant a l'edat dels corriments, aquest autor té en compte dues possibilitats: que siguin anteriors a la intrusió del granitoide d'Andorra-Mont-Lluís, o que siguin sincrònics-posteriors. En el primer cas, la zona elevada ve donada per doms anticlinals (dom de Rabassa, d'Orri), en el segon, la zona elevada és provocada per

l'emplaçament del batòlit del granit d'Andorra-Mont Lluís.

## 8.2. ESTRUCTURA HERCINIANA A L'ÀREA ESTUDIADA

En aquest apartat es descriuran les estructures de deformació hercinianes per a cada una de les unitats estructurals alpines amb sòcol hercinià definides anteriorment en aquesta memòria.

Les variacions de les estructures hercinianes de les diverses unitats estructurals alpines així com les variacions litològiques entre els materials d'aquestes unitats han facilitat, sovint, la diferenciació de les unitats estructurals alpines.

S'ha realitzat una anàlisi estructural per a cada unitat alpina amb materials prehercinians per tal d'obtenir una visió més correcta i àmplia de l'estructura herciniana un cop restituïts (en la mesura possible i d'una manera simplificada) els efectes de la tectònica alpina. És per entendre millor aquest procés (descriu en el capítol següent) que s'ha renunciat a una exposició més escarida dels resultats obtinguts i s'ha descrit l'estructura herciniana unitat per unitat. Les estructures observades per sobre i per sota del Silurià difereixen entre si. A més, tal com s'ha comentat anteriorment, els materials silurians han constituït, durant l'orogènia alpina, un important nivell de desenganxament i han determinat una desigual participació en les estructures alpines dels terrenys del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior respecte a la del Devonià i Carbonífer inferior. Sembla més lògic, doncs, de tractar separatament l'estructura de les unitats que involucren materials postsilurians i les que involucren terrenys presilurians.

### 8.2.1. ESTRUCTURA DELS TERRENYS PRESILURIANS

L'evolució estructural dels terrenys del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior s'ha establert a partir d'una anàlisi geomètrica de les estructures observades a escala de l'aflorament. Aquesta metodologia presenta, en l'estudi dels sectors analitzats en el present treball, una sèrie de limitacions i dificultats:

Monotonia litològica de la part superior de la sèrie cambro-ordovicià (aquest tram de sèrie constitueix la major part de l'aflorament del sector estudiat). La manca de nivells guia no permet observar figures d'interferència de plecs cartogràfiques que facilitin la seva sistematització.

Absència de repeticions estratigràfiques a gran escala, donades per estructures hercinianes. A grans trets la sèrie estratigràfica del Paleozoic inferior, en el vessant sud del massís del Canigó, sempre esdevé més jove vers el sud.

Les estructures més desenvolupades són fàbriques planars (foliacions) i les seves lineacions d'intersecció amb els plans d'estratificació. Els plecs a escala de l'aflorament són molt escassos i quan s'observen són de difícil agrupació segons els estils. Aquest fet dificulta i, de vegades, impossibilita la seva sistematització.

Donades les dificultats abans esmentades, l'anàlisi geomètrica s'ha basat en la realització de mapes detallats on s'han representat tots els elements estructurals recollits en el camp i en l'anàlisi d'estereogrames equiareals de les dades mesurades.

#### 8.2.1.1. UNITAT DE LA COLLADA VERDA

L'evolució estructural durant l'Hercinià s'ha fixat, fonamentalment, a partir de l'anàlisi geomètrica d'aquesta unitat. En primer lloc és la unitat més extensa,



en segon lloc, és la que presenta major varietat d'estructures. Aquestes característiques permeten utilitzar-la com a unitat de referència respecte a les altres (fig. 5.2). Per establir una evolució estructural més precisa hauria estat necessari l'anàlisi de tota la unitat de la Collada Verda, però, donat que aquesta inclou fins al massís del Canigó, aquest objectiu sobrepassaria en molt els límits del present estudi.

### Les deformacions tardanes

En tota la unitat de la Collada Verda l'estructura més rellevant és un clivatge present a tot arreu. Tal com es descriurà més endavant, aquest clivatge, en detall, és el resultat de la superposició de dos clivatges de direcció i cabussament propers. En els sectors on es puguin diferenciar bé les dues famílies de plans s'utilitzarà la notació  $S_1$  i  $S_2$ . Quan només se n'observi un que, en el cas general es descriurà com a clivatge dominant, la seva notació serà  $S_{1-2}$ . Les estructures de plegament més evidents i fàcilment observables seran aquelles que afectin el clivatge dominant. Aquests sistemes de plects són els que es descriuran en el present apartat i corresponen a l'episodi tardà definit per Carreras i Santanach (1983).

### Els kink-bands

Els kink-bands es formen en els sectors on el clivatge dominant està ben desenvolupat, per tant, són presents pràcticament arreu de la unitat de la Collada Verda. Són de dimensions petites (flancs curts centimètrics) i pot considerar-se que no distorsionen les altres estructures hercinianes.

S'observen dos sistemes de kink-bands que concorden perfectament amb els descrits per Santanach (1974). Un d'aquests sistemes es caracteritza per plans de kink

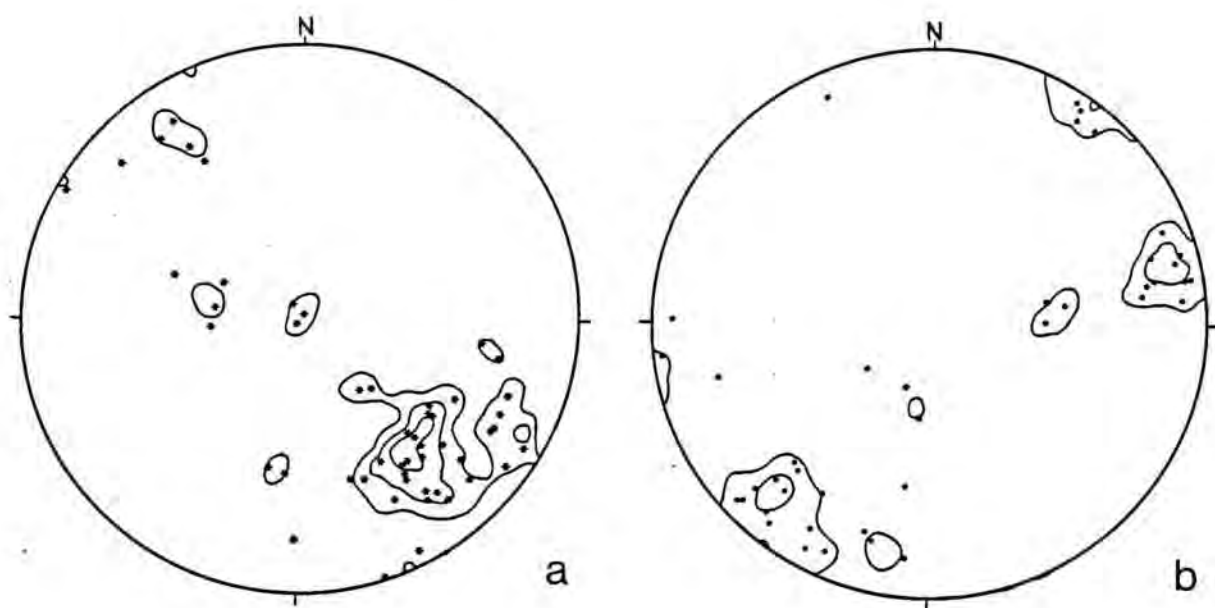
subhoritzontals i eixos de direcció ENE-WSW (fig. 8.1). Es formen únicament en els sectors on el clivatge és subvertical. L'altre sistema està constituït per dues famílies conjugades de kink-bands de direcció NE-SW. Els plans de kink de la família més desenvolupada cabussen uns 50-60° cap al NW i, molt localment, poden donar lloc a un clivatge espatiat. L'altra família, els plans de kink de la qual cabussen uns 70° cap al SE, és poc desenvolupada (fig. 8.1).

### Els plecs tardans

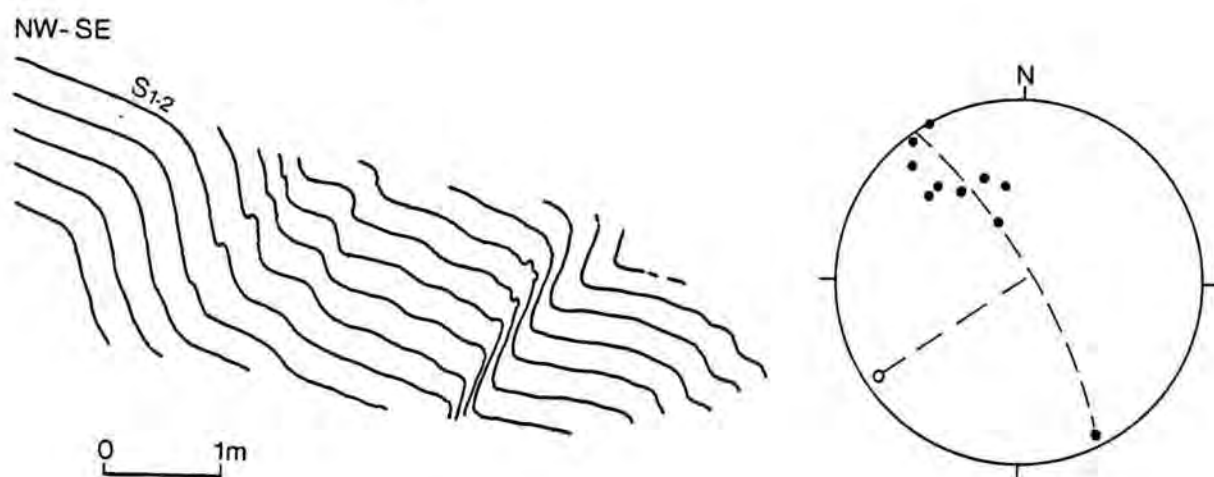
Sota aquesta denominació s'han agrupat tots - aquells plecs que deformen el clivatge dominant, excloent-ne els kink-bands descrits anteriorment. Aquests plecs són de dimensions variables i s'observen des de l'escala de la làmina prima fins a l'escala quilomètrica. No s'ha pogut establir una relació cronològica entre els kink-bands i els plecs tardans. Tothom accepta, però, (Santanach, 1974; Mattauer et al., 1966) que els kink-bands són els darrers plecs hercinians en formar-se.

Els plecs tardans de la unitat de la Collada Verda a l'est del riu Ter. Si s'analitza el mapa de traces de foliació (fig. 8.2), s'observa com els dos clivatges presents en aquest sector estan afectats per plecs que provoquen variacions en les seves direccions.

Apart d'això, la disposició actual del clivatge dominant està controlada per un altre sistema de plecs que en varia el seu cabussament (fig. 8.3). De l'anàlisi del mapa d'isocabussaments del primer clivatge ( $S_1$ ) (fig. 8.4) es desprèn que aquests darrers plecs estan deformats pels que donen lloc a la variació de la direcció dels clivatges i que han estat atribuïts a la que s'ha anomenat fase 4. No s'han observat estructures menors associades amb la fase 4 de plegament. La caracterització geomètrica d'aquesta



**Figura 8.1.** Estereogrames de plans axials (a) i eixos (b) de kink-bands de la unitat de la Collada Verda. a) 51 pols; 4,8 i 12% . b) 41 pols; 5 i 10%.



**Figura 8.3.** Plecs de fase 3 i estereograma dels plans del clivatge dominant de l'aflorament esquematitzat en el tall.

s'ha establert a partir de la distribució cartogràfica d'elements geomètrics de fases anteriors i la seva anàlisi posterior en projecció estereogràfica.

Per determinar el cabussament dels plans axials de fase 4 s'han calculat els eixos dels plects de diferents superfícies de referència (fig. 8.5). Els plans axials tenen una direcció NW-SE a NNW-SSE i són subverticals. Els plects de fase 4 són oberts, de dimensions hectomètriques-quilomètriques i no tenen cap clivatge associat.

Amb el nom de fase 3 es designen les estructures que afecten el clivatge dominant  $S_{1-2}$  (donen lloc fonamentalment a variacions del seu cabussament) i que són anteriors als plects abans descrits.

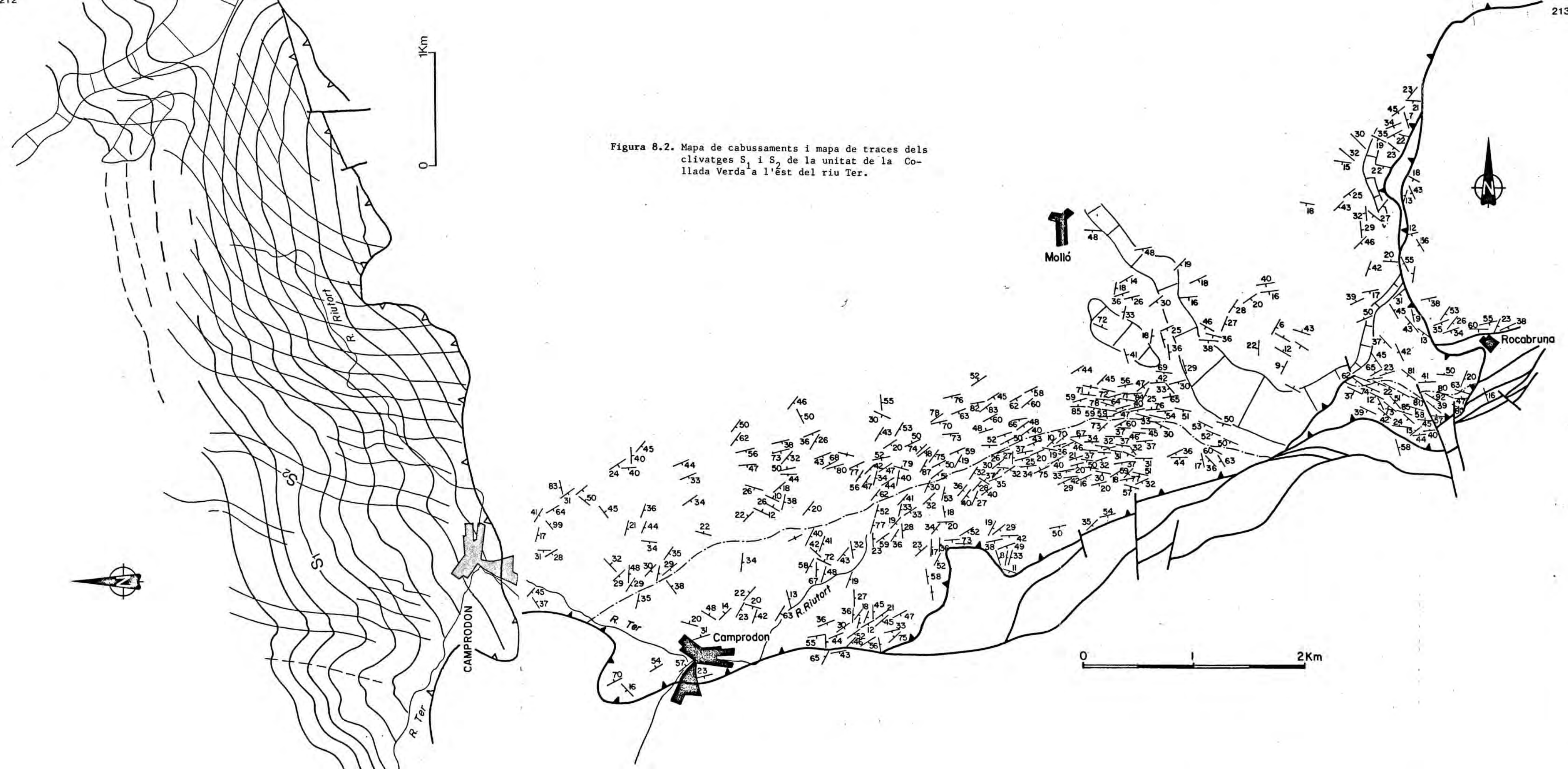
A diferència dels plects de fase 4, les estructures relacionades amb la fase 3 es presenten des d'una escala microscòpica a una escala quilomètrica. Ocasionalment s'observen plects de fase 3 del clivatge dominant a escala de l'aflorament, que permeten determinar llurs característiques geomètriques. Es tracta de plects oberts, amb algun flanc apretat i cisallat (fig. 8.3). Un dels flancs és subvertical o amb un fort cabussament vers el sud mentre que l'altre flanc és subhoritzontal o amb un lleu cabussament cap al sud. El pla axial d'aquests plects cabussa entre  $35^\circ$  i  $70^\circ$  al nord.

Les estructures menors de fase 3 són escasses. La direcció i cabussament de les lineacions de crenulació i dels petits plects varien força a causa de les interferències amb els plects anteriors i al seu plegament posterior (fig. 8.6). En efecte, a la dispersió inicial dels elements linears dins del pla axial dels plects de fase 3 cal afegir-hi el plegament posterior d'aquests plans axials pels plects de fase 4.

Una visió de conjunt sobre la direcció i cabussament dels plects de fase 3 es pot obtenir a l'analitzar les macroestructures. Els plects de dimensions hectomètriques, posats de manifest en els estereogrames dels pols dels del clivatge dominant (fig. 8.4), tenen un cabussament



Figura 8.2. Mapa de cabussaments i mapa de traces dels clivatges  $S_1$  i  $S_2$  de la unitat de la Collada Verda a l'est del riu Ter.



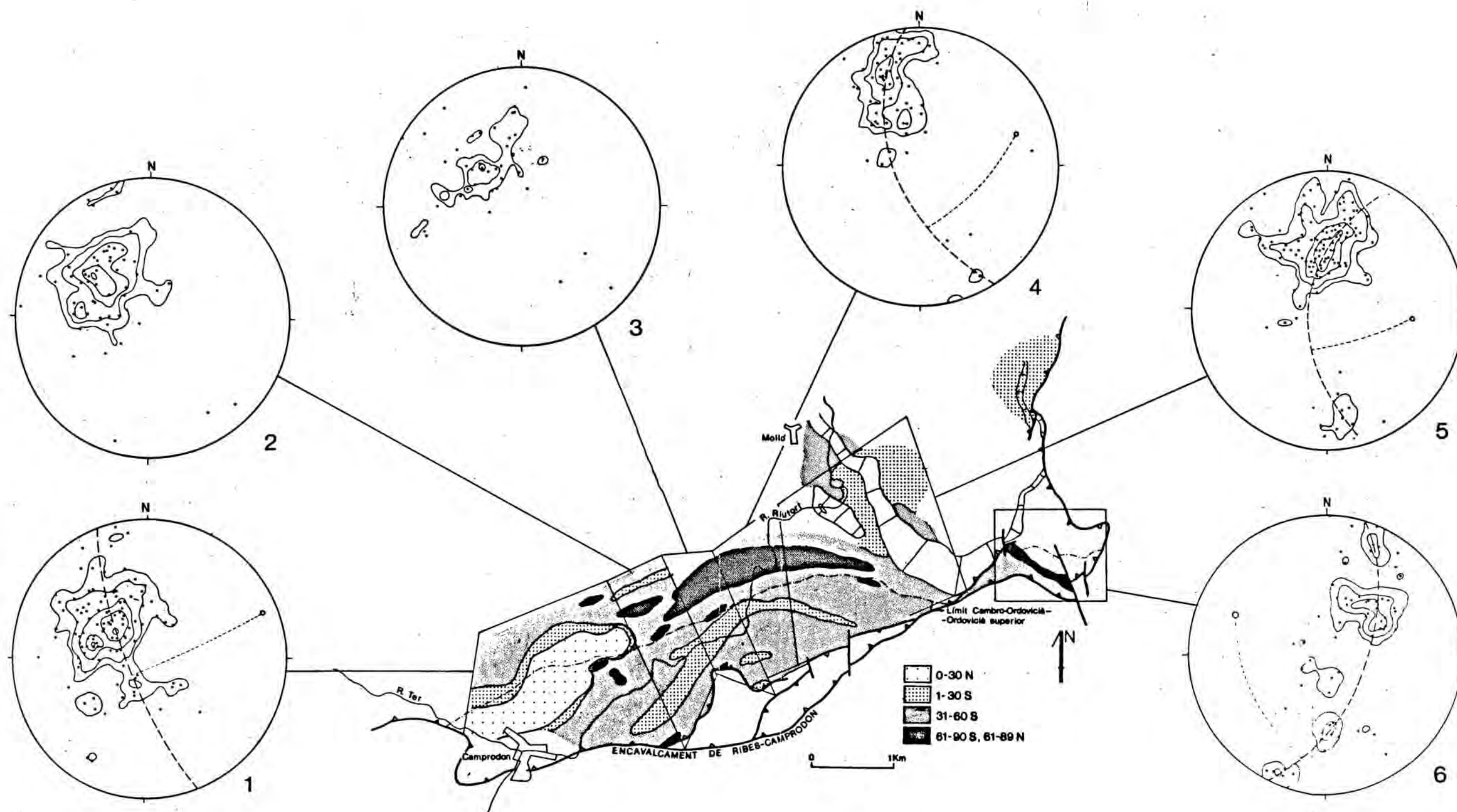


Figura 8.4. Mapa d'isocabussaments del clivatge  $S_1$  i estereogrames del clivatge  $S_1-S_2$  de la unitat de la Collada Verda a l'est del riu Ter. Contorns de densitats i nombre de mesures (n) dels estereogrames: 1) 2,4,8,10 i 12% (n=106); 2) 2,4,6.5, 9 i 11% (n=91); 3) 5,10.5 i 16% (n=38); 4) 3.5,7 i 11% (n=56); 5) 2,3.5, 7 i 10.5% (n= 113); 6) 3,6 i 9% (n=65).

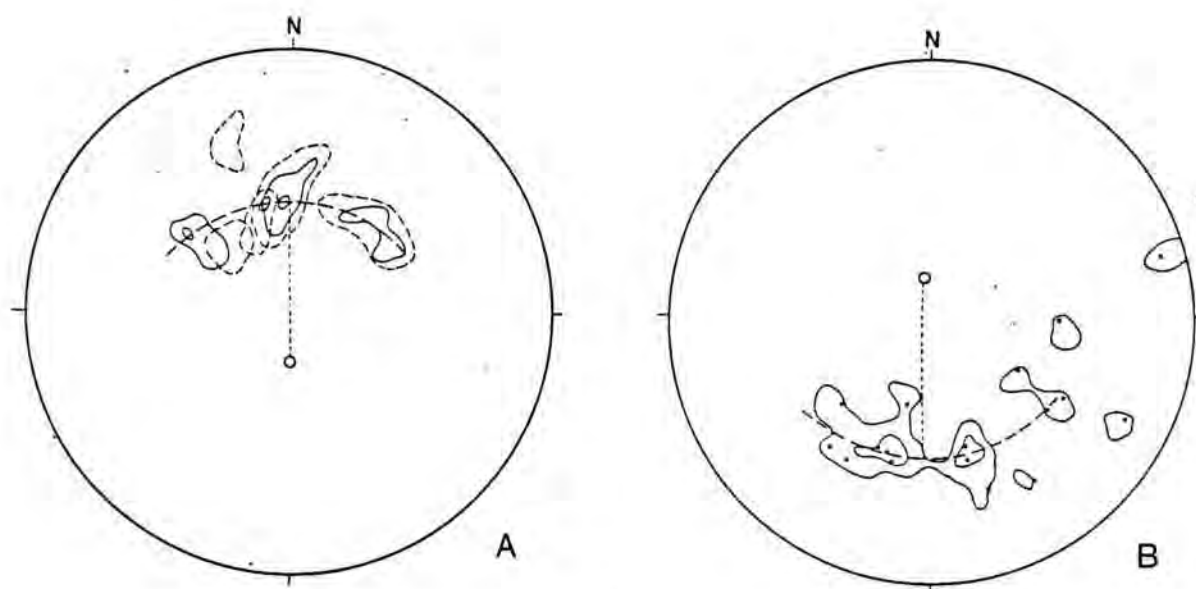


Figura 8.5. Exemples de determinació d'eixos de plec de fase 4 a par-  
de la distribució dels màxims del clivatge dominant (A)  
i dels pols dels plans del clivatge  $S_3$  (B). Els màxims  
de l'estereograma A corresponen als estereogrames de la  
fig. 8.4, i els pols de  $S_3$  als de la fig. 8.6.

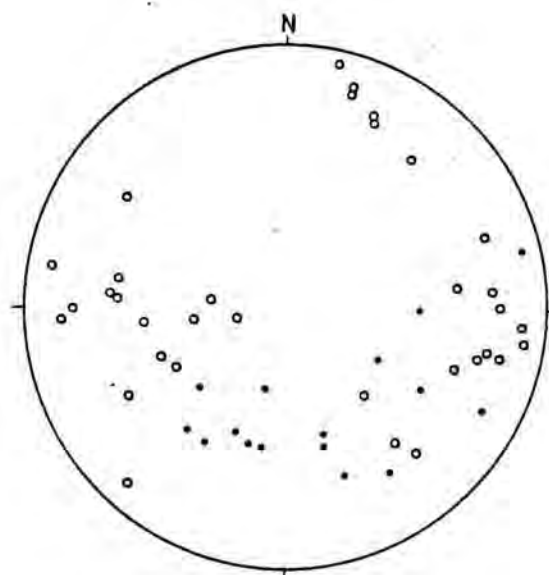


Figura 8.6. Estructures menors de fase 3. (o) lineacions de crenulació  
i eixos de plec; (•) clivatge  $S_3$ .

feble. Les direccions varien segons la superfície de referència considerada ( $S_1$  o  $S_2$ ) i la situació respecte als plecs de fase 4. Per als plecs del clivatge  $S_1$  la direcció oscil·la entre  $070^\circ$  i  $115^\circ$  (fig. 8.4).

Només puntualment es desenvolupa, associat als plecs de fase 3, un clivatge de crenulació espaiat.

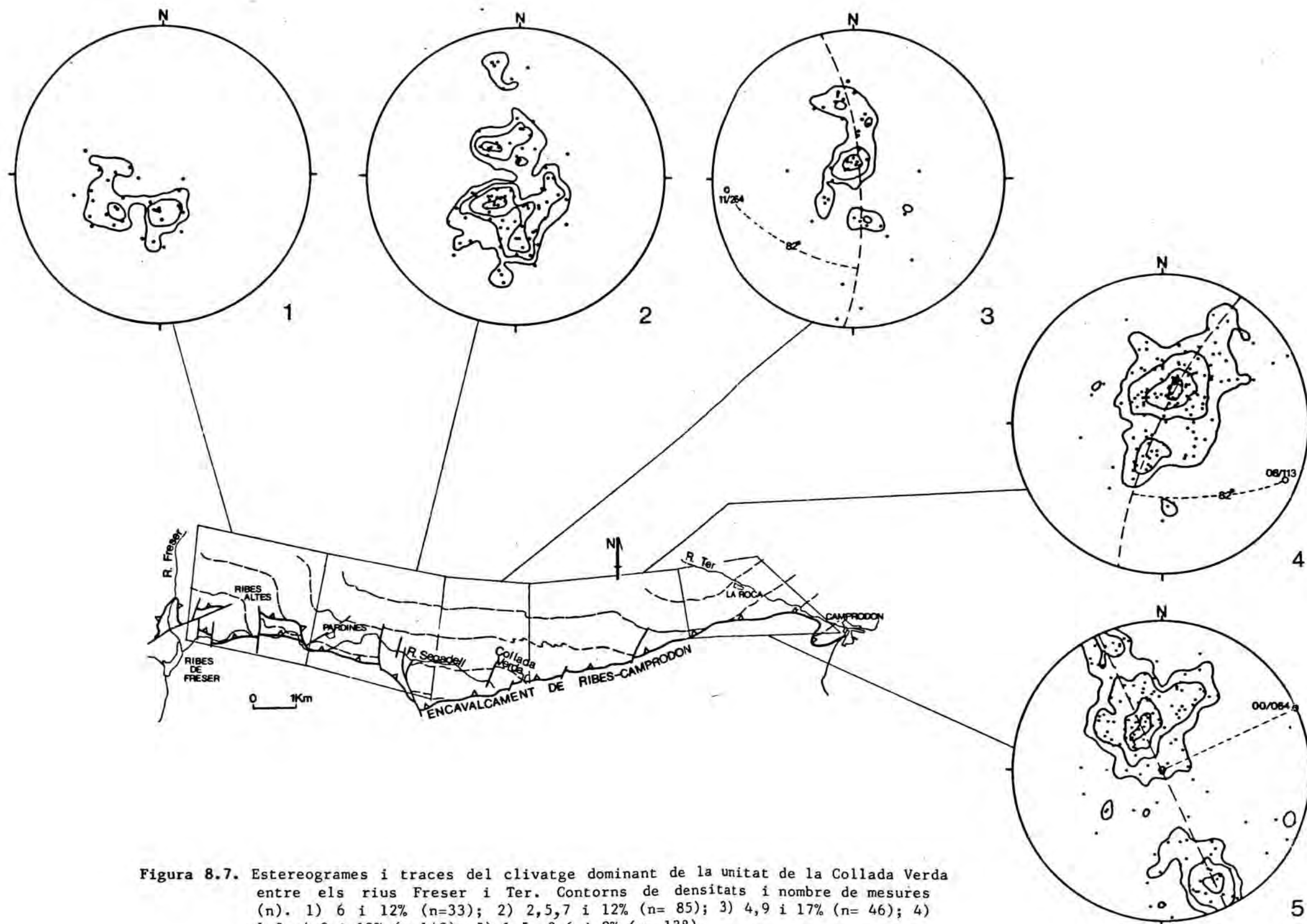
#### Els plecs tardans entre els rius Freser i Ter.

El clivatge dominant a l'oest del poble de La Roca canvia, a grans trets, d'orientació (fig. 8.7). D'una direcció NE-SW en el sector de Camprodon passa, vers l'oest, a una direcció ESE-WNW. Aquesta flexió, d'acord amb els sistemes de plecs abans descrits, s'ha atribuït a un plec de fase 4 amb el pla axial de direcció NW-SE. A l'oest d'aquest la direcció del clivatge dominant no és constant (fig. 8.7). Aquests canvis de direcció es deuen fonamentalment als plecs de fase 4.

Entre la Collada Verda i el riu Freser, els plecs de fase 4 (amb les mateixes característiques geomètriques que els abans descrits i amb les mateixes relacions cronològiques respecte dels anteriors) estan representats per un sistema de plecs amb plans axials de direcció NNE-SSW. En el sector de Ribes Altes se n'ha caracteritzat un de fase 4 a partir de la disposició del clivatge dominant (fig. 8.8). A l'oest de la Collada Verda se n'ha observat un de mètric de fase 4 (fig. 8.9).

Els plecs de fase 3 es posen clarament de manifest en els estereogrames dels pols del clivatge dominant (fig. 8.9). La direcció dels eixos dels macroplecs varia entre  $060^\circ$  i  $115^\circ$  amb un cabussament feble. La disposició del clivatge dominant entre els rius Freser i Ter està controlada, fonamentalment, pels plecs de fase 3. D'est a oest el seu clivatge canvia el seu cabussament de S a subhoritzontal (Collada Verda) i finalment a nord (entre la Collada Verda i el riu Freser). Aquest canvi es deu a un plec sinforme quilomètric de fase







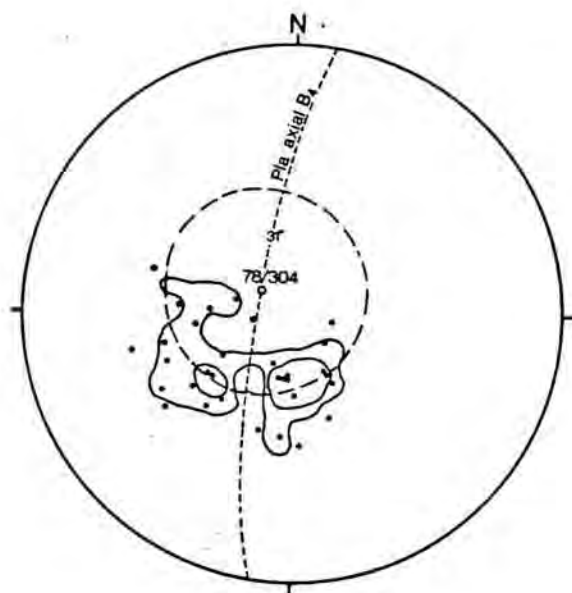


Figura 8.8. Determinació d'un plec de fase 4 del clivatge dominant a partir de l'estereograma 1 de la fig. 8.7. (•) S.

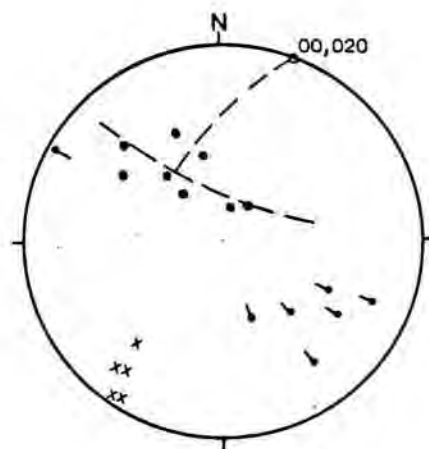
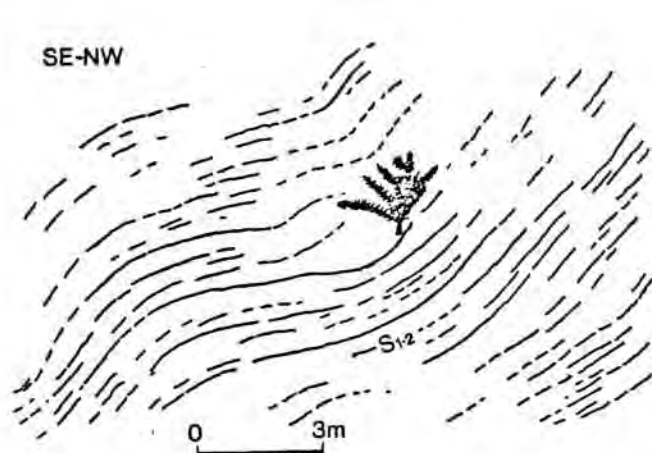


Figura 8.9. Plec mètric de fase 4 del clivatge dominant, a l'oest de la Collada Verda.

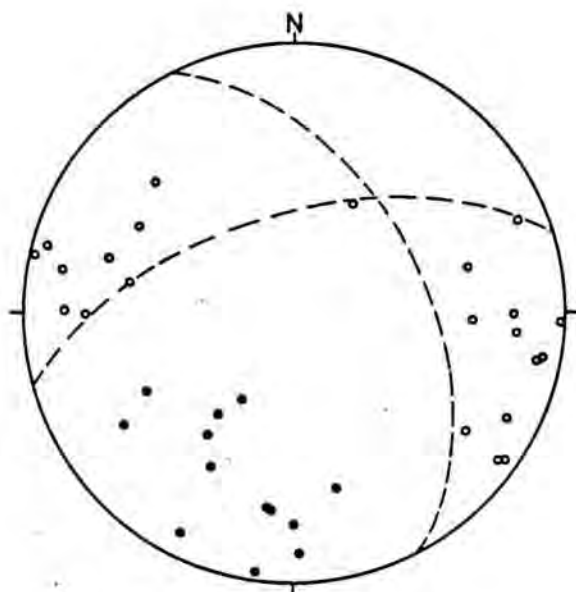
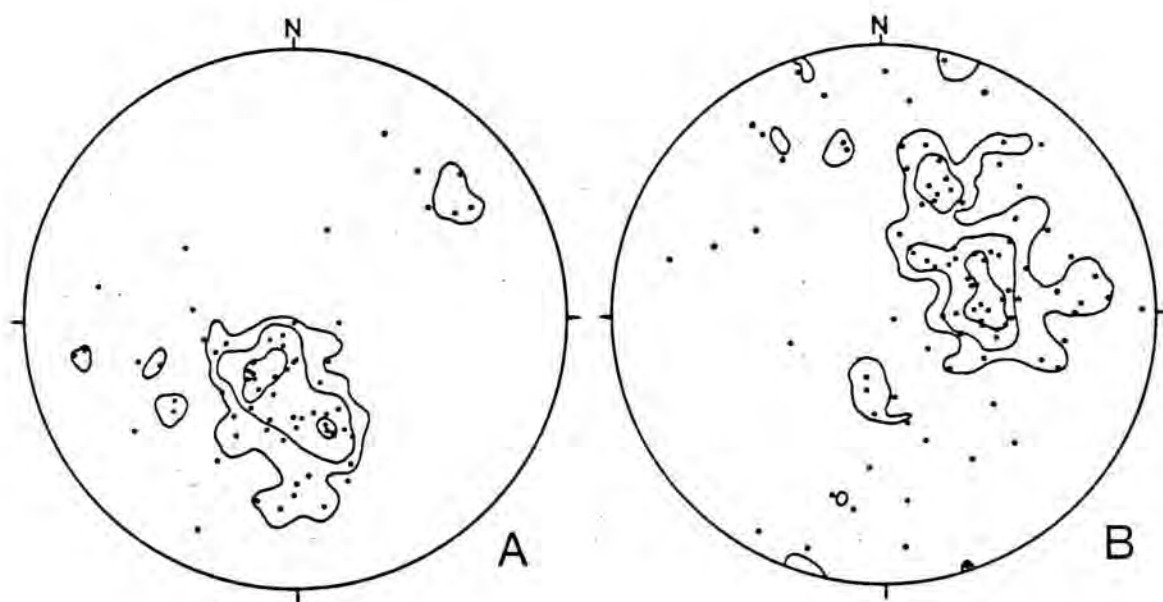
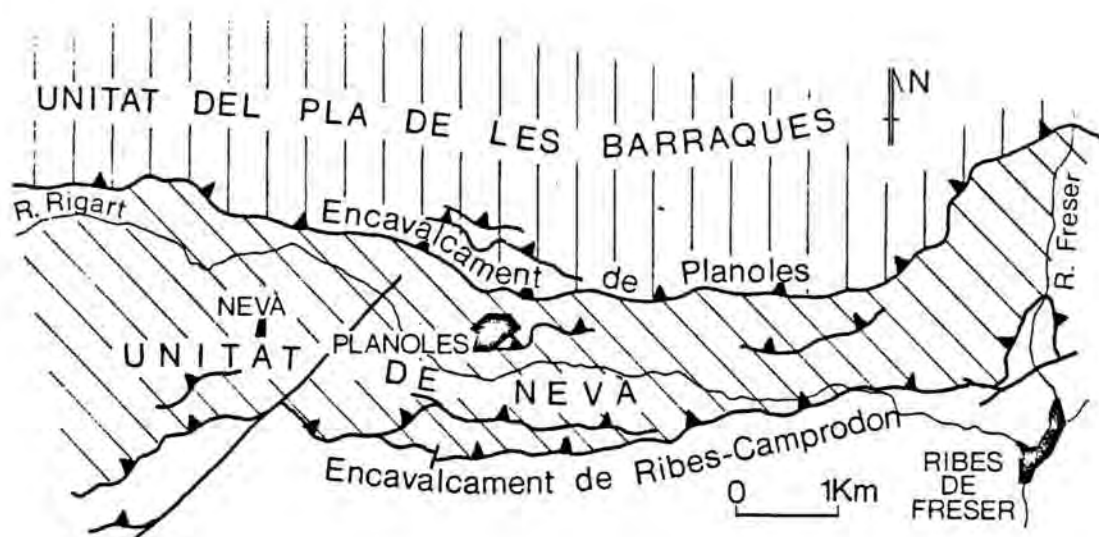


Figura 8.10. Estereograma de les estructures menors de fase 3 de la unitat de la Collada Verda entre els rius Freser i Ter (•) clivatge  $S_3$ , (◦) lineacions de crenulació i plects. Observeu la dispersió de les lineacions de crenulació i dels plects (compresa entre les dues ciclogràfiques dibuixades).

3 de direcció E-W a ESE-WNW. Les estructures menors són, com en el sector anteriorment descrit, escasses. Estan desenvolupades preferentment en l'àrea corresponent a la xarnera del plec quilomètric. El model de dispersió de les lineacions de crenulació i dels plecs menors difereix de l'observat a l'est del riu Ter (fig. 8.10). Aquesta variació és deguda al canvi d'orientació dels plans axials dels plecs de fase 4, que són els que controlen fonamentalment la dispersió dels elements linears de fase 3. Els plecs menors de fase 3 són vergents al sud. El cabussament del seu pla axial oscil·la entre 30° cap al nord i subverticals. Només puntualment i a la xarnera del plec quilomètric es desenvolupa un clivatge de crenulació.

Els plecs tardans a l'oest del riu Freser. A l'oest del riu Freser, la macroestructura associada als plecs tardans i les repeticions litològiques de Cambro-Ordovicià i Ordovicià superior de Planoles han posat de manifest l'encavalcament de Planoles (fig. 8.11). Aquest encavalcament separa dues unitats (unitat del pla de les Barraques i unitat de Nevà) en les quals la disposició del clivatge dominant varia (fig. 8.11).

En la unitat del pla de les Barraques, al nord de Ventolà, on el clivatge dominant cabussa predominantment cap al sud, s'observa un macroplec amb les característiques corresponents a les deformacions descrites com de fase 4 (fig. 8.12). Aquest plec n'afecta a un de la fase de deformació anterior. En l'estereograma dels pols de plans de clivatge es poden calcular dos eixos de plec, determinats per la intersecció del pla axial de fase 4 amb els dos flancs del plec de fase 3 (fig. 8.12). A la unitat de Nevà, en l'extrem occidental cartografiat, el límit Cambro-Ordovicià - Ordovicià superior assenyala un doble plec quilomètric de fase 4 (fig. 8.12). En aquest sector, on el clivatge està poc desenvolupat, els plans d'estratificació han permès de caracteritzar, per projecció estereogràfica, l'orientació dels plecs de fase 4.



**Figura 8.11.** Estereogrames del clivatge dominant al sud (A. Unitat de Nevà) i al nord (B. Unitat del Pla de les Barraques) de l'encavalcament de Planols.  
 A) 3, 6 i 12% de 66 pols. B) 2, 4 i 8% de 98 pols.

Donat que la traça del pla axial d'aquests dos macroplecs descrits coincideix, s'han agrupat tots els eixos de plecs calculats estereogràficament per determinar l'orientació del pla axial dels plecs de fase 4 en aquest sector (fig. 8.13).

En la unitat del pla de les Barraques, s'observa un canvi de cabussament del clivatge dominant al NW de Planoles. El clivatge, d'est a oest, canvia el seu cabussament de sud a nord (fig. 8.12), fet que s'ha atribuït a un plec de fase 3.

En la unitat de Nevà el clivatge dominant cabussa predominantment vers el nord, encara que també s'observen variacions del cabussament donades pels plecs de fase 3.

A l'oest del riu Freser no s'han observat estructures menors de fase 3. Únicament s'ha localitzat un plec del clivatge dominant, atribuït a la fase 3, a escala de l'aflorament al nord de Planoles (fig. 8.14).

### Les deformacions sinfoliars (episodi principal)

L'episodi de deformació principal, responsable de la formació del clivatge dominant, està representat per més d'una generació d'estructures, observables a totes les escales. En aquest apartat es descriuen totes aquelles estructures que porten associada la formació d'un clivatge penetratiu i que són anteriors a les deformacions tardanes anteriorment descrites. Aquestes estructures s'han agrupat en dues fases de deformació, tot i que sovint són de difícil diferenciació.

#### Les estructures de la fase 2

Totes aquelles estructures que afecten un clivatge anterior ( $S_1$ ) i que porten associada la formació d'un de nou ( $S_2$ ) s'han denominat de fase 2, essent aquest darrer clivatge plegat pels dos sistemes de plecs tardans



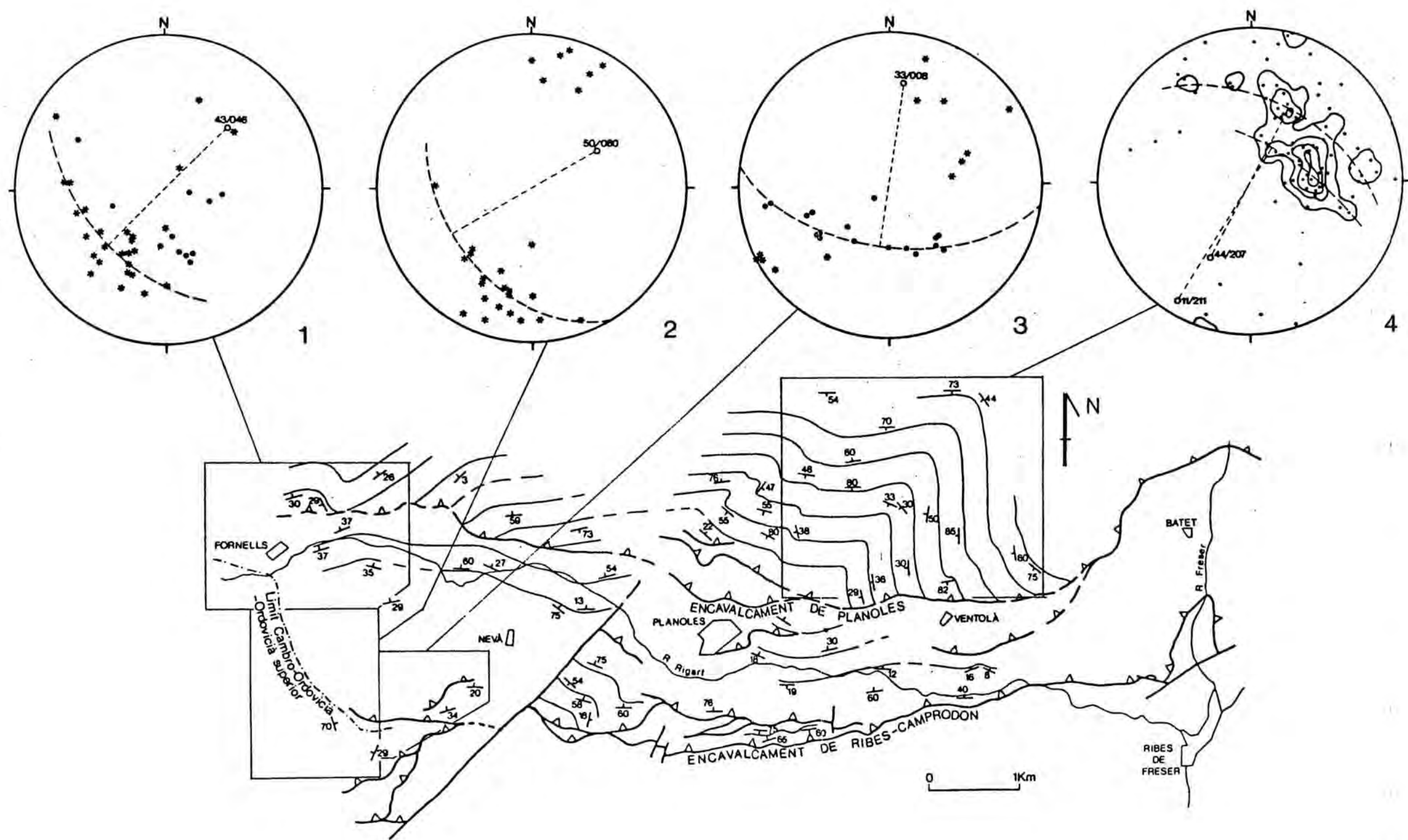


Figura 8.12. Cabussaments i traces del clivatge dominant i determinació d'eixos de plects de fase 4 (•). Estereogrames 1,2 i 3: (•) clivatge dominant, (\*) estratificació. Estereograma 4: 2.5,5,8 i 10% de 78 plects de clivatge dominant.

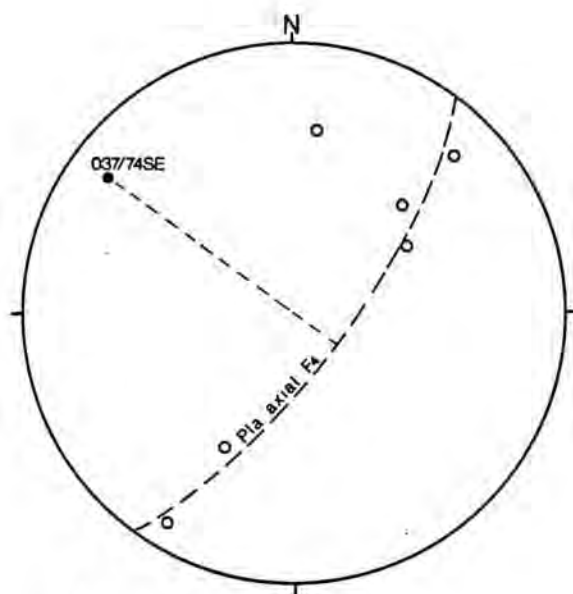


Figura 8.13. Estereograma dels eixos de plec de fase 4 calculats (○) i determinació del pla axial dels plecs d'aquesta fase a l'oest del riu Freser.

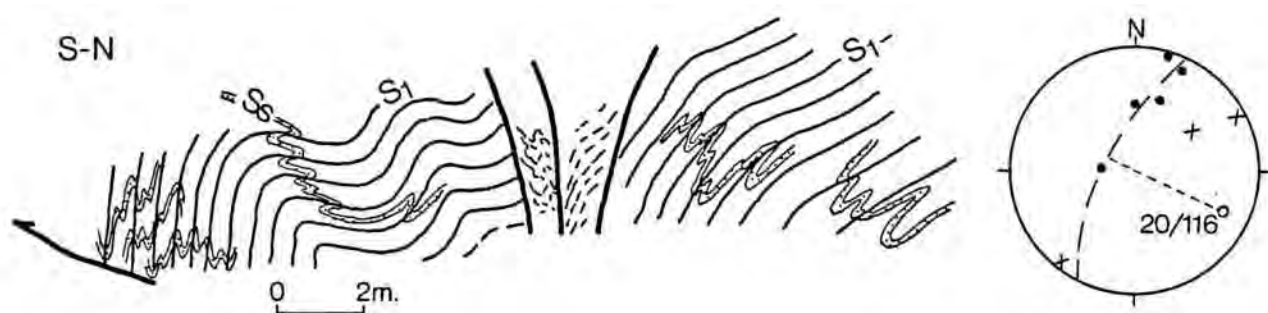


Figura 8.14. Plecs de fase 3 del clivatge dominant observats al nord de Planoles i estereograma de l'aflorament. (•), clivatge dominant i (x), estratificació.

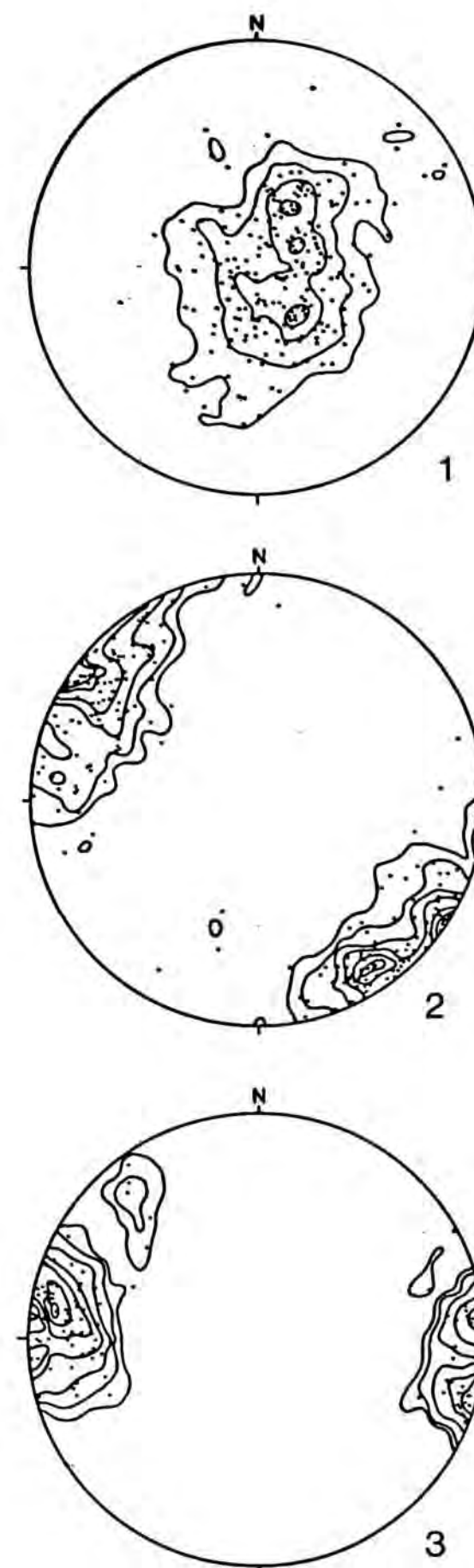
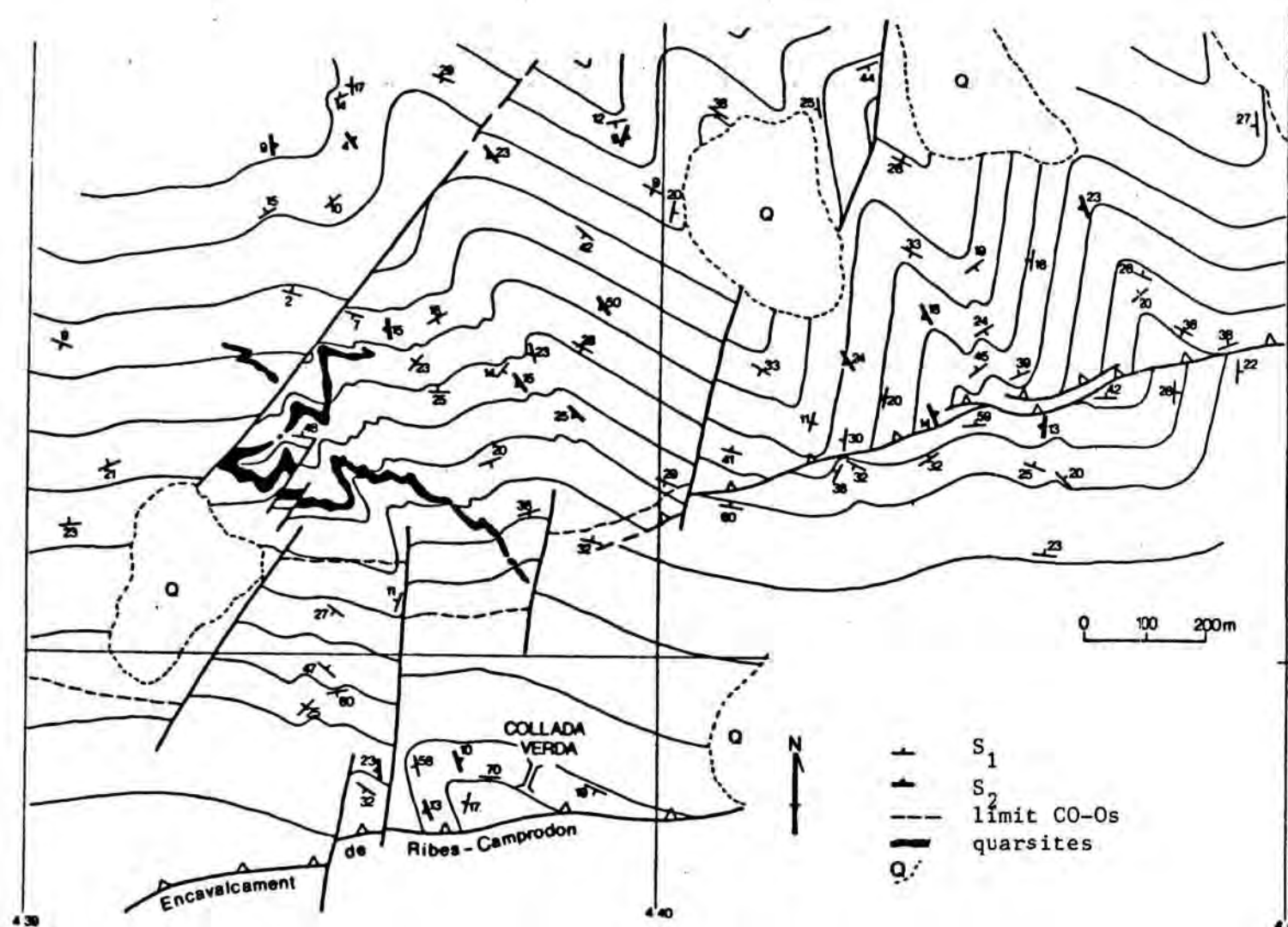
(fases 3 i 4). S'han obtingut molt poques dades, per tant és difícil d'assegurar que totes les estructures agrupades en aquesta fase pertanyin a un mateix sistema de plegament.

Les estructures d'aquesta fase de deformació s'han posat clarament de manifest a l'est de Camprodon (fig. 8.2) i a la Collada Verda (fig. 8.15).

Entre Camprodon i Molló es reconeixen, en el camp, dos clivatges. De vegades s'observen conjuntament i és possible de determinar la seva cronologia relativa. És l'únic sector de l'àrea estudiada on s'ha pogut realitzar un mapa de traces del clivatge  $S_2$  (fig. 8.2).

Al voltants de la Collada Verda s'observen diversos criteris que demostren l'existència de dos clivatges amb plecs associats. En el camp es poden veure sobre els plans d'estratificació dues lineacions d'intersecció que formen entre si un petit angle (fig. 8.16). A més a més, la cartografia detallada d'un nivell de quarsites cambro-ordovicianes ha posat de manifest la interferència de dos sistemes de plecs. La segona generació plega l'estratificació i el clivatge  $s_1$  (pla axial dels plecs de la primera generació) i paral·lelament al seu pla axial, de direcció NNW-SSE, es desenvolupa el clivatge  $S_2$  (fig. 8.15). Malgrat que sobre el mapa les direccions dels dos clivatges formen un angle considerable, el seu angle de cabussament es sempre proper (pròxim a l'horitzontal), la qual cosa implica l'existència de plecs apretats del clivatge  $S_1$  pertanyents a la fase 2.

Els dos sectors descrits corresponen, a grans trets, a zones de xarxera de plecs de fase 2. Només a l'est de Camprodon, la relació angular entre  $S_1$  i  $S_2$  i la no existència de macroplecs de fase 2 indicarien una situació de flanc. En els altres sectors de la unitat de la Collada Verda no s'han observat plecs de fase 2 i molt rarament es reconeixen en el camp dos clivatges. En aquest darrer cas el clivatge  $S_2$  està representat per indicis poc manifestos. Les lineacions d'intersecció entre l'estratificació i el clivatge  $S_2$  i els petits plecs són les altres estructu



**Figura 8.15** Esquema cartogràfic i estereogrames dels voltants de la Collada Verda. Observeu els plecs i el clivatge associat de fase 2 que afecten el clivatge  $S_1$  (traces de l'esquema cartogràfic). Estereogrames: 1) 210 pols dels clivatges  $S_1$  i  $S_2$ ; 1,3,6 i 8%. 2) 178 pols de lineacions d'intersecció  $S_3/S_{1-2}$  en els materials cambro-ordovicians; 1,2,4,5, 7, 9 i 10%. 3) 89 pols de lineacions d'intersecció  $S_3/S_{1-2}$  en els nivells de l'Ordovicià superior; 1,2,4,5,9,13,5,18 i 20%.



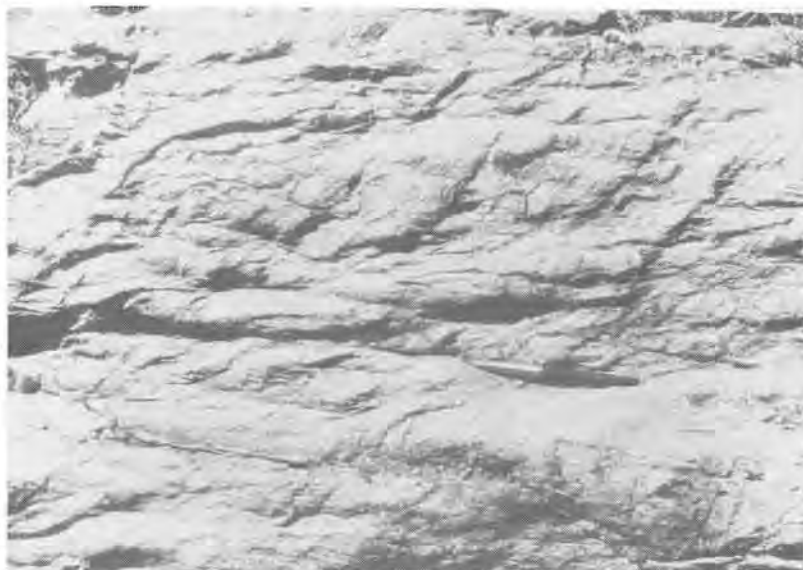


Figura 8.16. Lineacions d'intersecció sobre un pla d'estratificació en els materials cambro-ordovicians, als voltants de la Collada Verda. S'aprecien dues lineacions d'intersecció que formen entre si un angle petit ( $Ss/S_1$  i  $Ss/S_2$ ) i una tercera lineació associada a plecs tardans. Figura de Sàbat (1982).

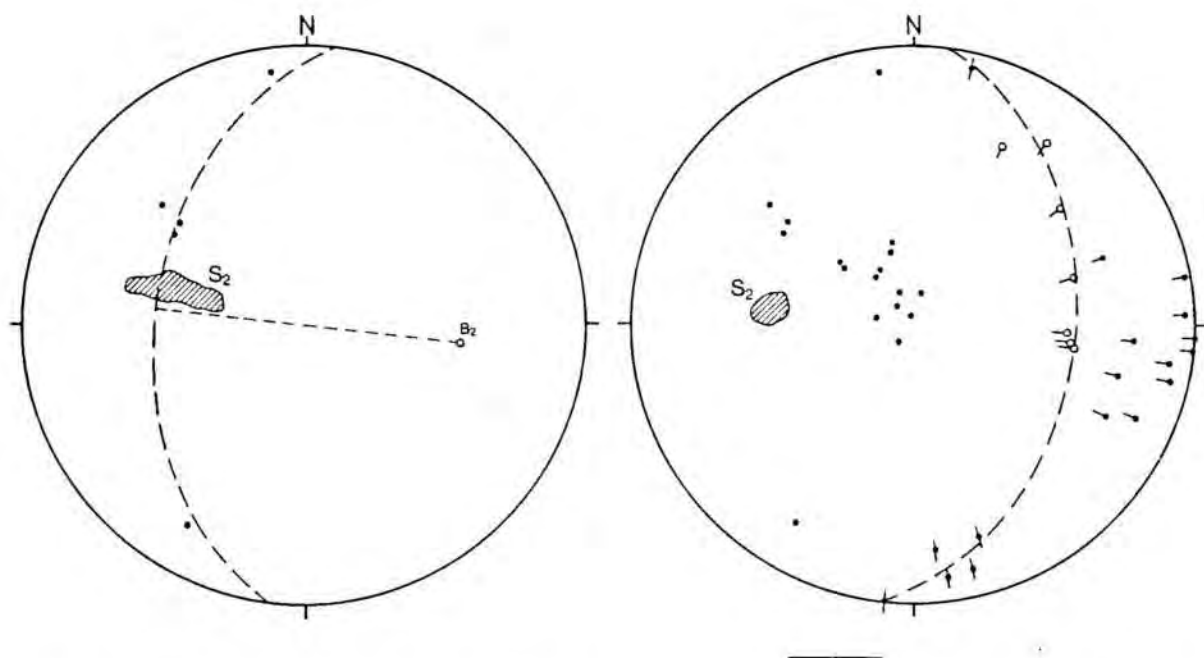


Figura 8.17. A) Estereograma d'un aflorament on s'observen plecs de fase 2 del clivatge  $S_1$  (•). B) Elements geomètrics de les fases 1 i 2 en aquells afloraments on es pot determinar la relació cronològica entre les dues fases de deformació, un cop desplegues les fases tardanes de deformació. (•)  $S_1$ , (—•)  $Li\ Ss/S_1$ , (—○)  $Li\ Ss/S_2$ , (—●)  $Li\ S_1/S_2$ .

res menors de fase 2 observables en el camp. Aquestes estructures són difícils de diferenciar de les estructures menors de fase 1. Únicament quan s'observen conjuntament en un aflorament es tenen criteris clars.

Amb les dades què es disposa és gairebé impossible de determinar les característiques dels plecs de fase 2, així com l'orientació dels seus elements geomètrics. Ocasionalment s'observen plecs sinfoliars de l'estratificació de fase 2 conjuntament amb d'altres de fase 1 (fig. 8.15). Per determinar l'orientació del pla axial dels plecs de fase 2 s'han agrupat tots els elements geomètrics de l'epi-sodi principal de deformació mesurats en aquells afloraments on la relació cronològica  $S_1$  i  $S_2$  és clara. Després d'efectuar les rotacions necessàries (desplegament de les fases 3 i 4) per fer coincidir els pols dels plans de  $S_2$  amb l'orientació observada al nord de Camprodon, s'ha obtingut l'estereograma de la fig. 8.17. Si es fan rotar tots els pols d'aquest estereograma fins que la direcció del clivatge  $S_1$  sigui E-W, la direcció del clivatge  $S_2$  esdevé NE-SW. Les lineacions d'intersecció  $S_1/S_2$  mantenen el seu cabussament feble vers el sud. A la Collada Verda, en canvi, per a la mateixa orientació mitjana del clivatge  $S_1$ , el clivatge  $S_2$  té direcció NNW-SSE.

### Les estructures de la fase 1

Les estructures d'aquesta fase de deformació són les més desenvolupades en la unitat de la Collada Verda. Donen lloc a la formació del clivatge  $S_1$  que és el més evident i que gairebé sempre coincideix amb el clivatge dominant.

Per tal de determinar la macroestructura associada a aquesta fase de deformació s'han projectat per àrees els pols dels plans d'estratificació i s'han comparat amb els màxims dels estereogrames dels pols dels plans de clivatge dominant (fig. 8.18). Han estat projectats separatament els elements geomètrics de l'Ordovicià superior i

del Cambro-Ordovicià per comprovar l'existència o no de plects o ondulacions precaradocianes. A l'igual que en l'anàlisi de les deformacions tardanes, no ha estat, diferenciat el clivatge dominant del clivatge  $S_2$  en les projeccions, donat que aquest segon és poc desenvolupat i introdueix un error despreciable en els estereogrames globals del clivatge dominant. S'ha exceptuat el sector est del riu Ter, on es poden diferenciar els màxims de  $S_1$  i  $S_2$ .

Tot el sector cartografiat de la unitat de la Collada Verda correspon a la zona pròxima a la xarnera d'un anticlinal ajagut quilomètric de fase 1, posteriorment plegat per un plec de fase 3 (fig. 8.19).

El flanc capgirat de l'anticlinal només ha estat observat a l'est de Molló (estereograma 23, fig. 8.18). Al sud d'aquesta població l'angle entre el clivatge  $S_1$  i l'estratificació és pròxim a  $90^\circ$ , especialment en els materials de l'Ordovicià superior. Aquesta relació demostra que és aquí on es localitza la xarnera de l'anticlinal. En la resta de la unitat de la Collada Verda cartografiada l'angle entre el clivatge dominant i l'estratificació és normalment elevat: correspon a la zona de xarnera de l'anticlinal i als flancs pròxims a la xarnera (figs. 8.18 i 8.19). La direcció aproximada d'aquest plects quilomètric és d'E-W a SE-NW, encara que és difícil de determinar ja que el seu eix és lleugerament obliqu a la feixa cartografiada i que la unitat del Pla de les Barraques ha sofert un desplaçament cap al sud (fig. 8.11).

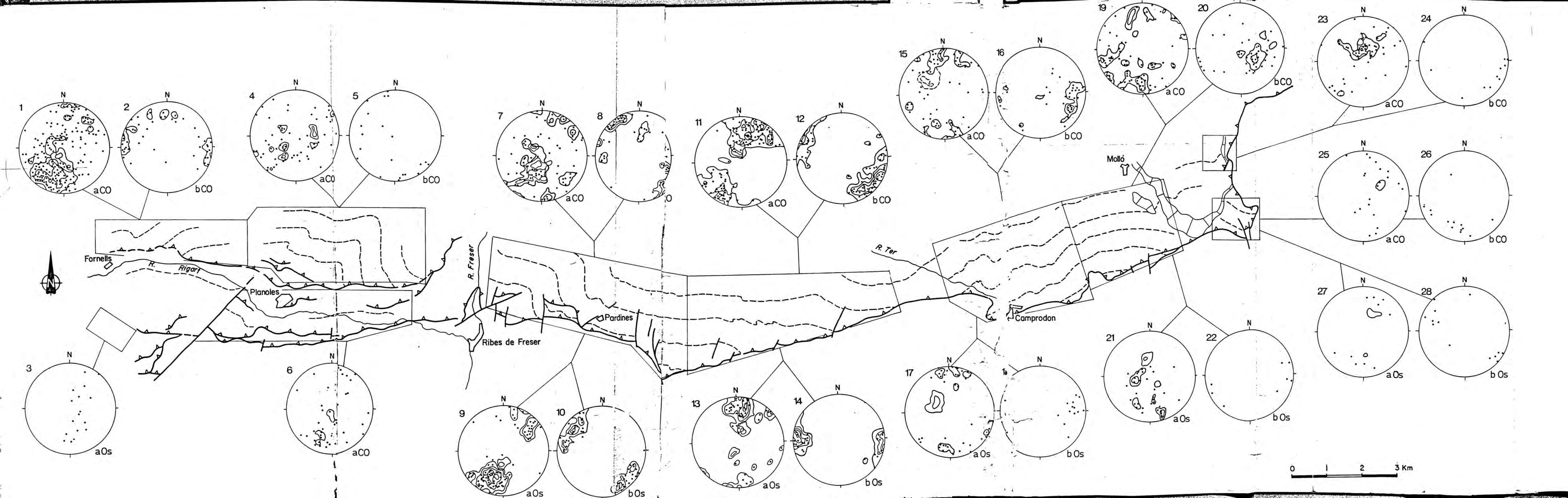
La majoria dels plects observables en el camp corresponen a aquesta fase de deformació. Són plects de mida centimètrica a decimètrica en general i, rarament, d'escala mètrica. Els plects apretats i asimètrics, sovint es troben trencats i amb xarneres aïllades. El nombre de plects s'incrementa especialment entre Planoles i Fornells de la Muntanya. En aquest sector (flanc normal prop de la xarnera de l'anticlinal quilomètric) els plects tenen una geometria de tendència angulosa, vergeixen cap al sud i mostren un flanc llarg on l'estratificació cabussa vers

**Figura 8.18.** Estereogrames de pols de plans d'estratificació i màxims del clivatge dominant (a) i de lineacions d'intersecció  $S_s/S_{1-2}$  (b). S'han projectat separatament els elements geomètrics de l'Ordovicià superior (Os) i del Cambro-Ordovicià (CO).

Contorns de densitats i nombre de mesures (n) dels estereogrames:

- 1)  $S_s = 1.5, 3$  i 5% (n= 245); màxim S: 6 i 12% (n=66)
- 2) 4 i 10% (n=55)
- 3) n=17
- 4)  $S_s$ : 4 i 7% (n=70); màxim S: 8 i 10% (n=70)
- 5) n=21
- 6)  $S_s$ : 6% (n=52); màxim S: 9% (n=53)
- 7)  $S_s$ : 1.5, 3, 4.5 i 6% (n=129); màxim S: 6 i 9% (n=64)
- 8) 3, 5.5 i 8% (n=74)
- 9)  $S_s$ : 1.5, 3, 6 i 10% (n=140); màxim S= 10 i 13% (n=61)
- 10) 3, 6 i 9% (n=68)
- 11)  $S_s = 1, 3, 5$  i 6.5% (n=140); màxim S= 6 i 8% (n=223)
- 12) 1, 4, 6, 10 i 14% (n=94)
- 13)  $S_s$ : 1.5, 4, 8 i 12% (n=64); màxim S= 6 i 8% (n=86)
- 14) 2, 6, 8, 12 i 20% (n=51)
- 15)  $S_s$ : 3 i 6% (n=70); màxim S: 6 i 10% (n=107)
- 16) 5 i 10% (n=41)
- 17)  $S_s$ : 5 i 10% (n=38); màxim S: 6 i 10% (n=103)
- 18) n=16
- 19)  $S_s$ : 2.5 i 5% (n=82); màxim S: 6 i 9% (n=93)
- 20) 4 i 11% (n=53)
- 21)  $S_s$ : 5.5 i 8% (n=37); màxim S: 13 i 21% (n=75)
- 22) n=9
- 23)  $S_s$ : 3.5 i 11% (n=55), màxim S: 13% (n=37)
- 24) n=11
- 25)  $S_s$ : n=22; màxim S: 15% (n=26)
- 26) n=13
- 27)  $S_s$ : n=10; màxim S: 10% (n=39)
- 28) n=13







SW-NE

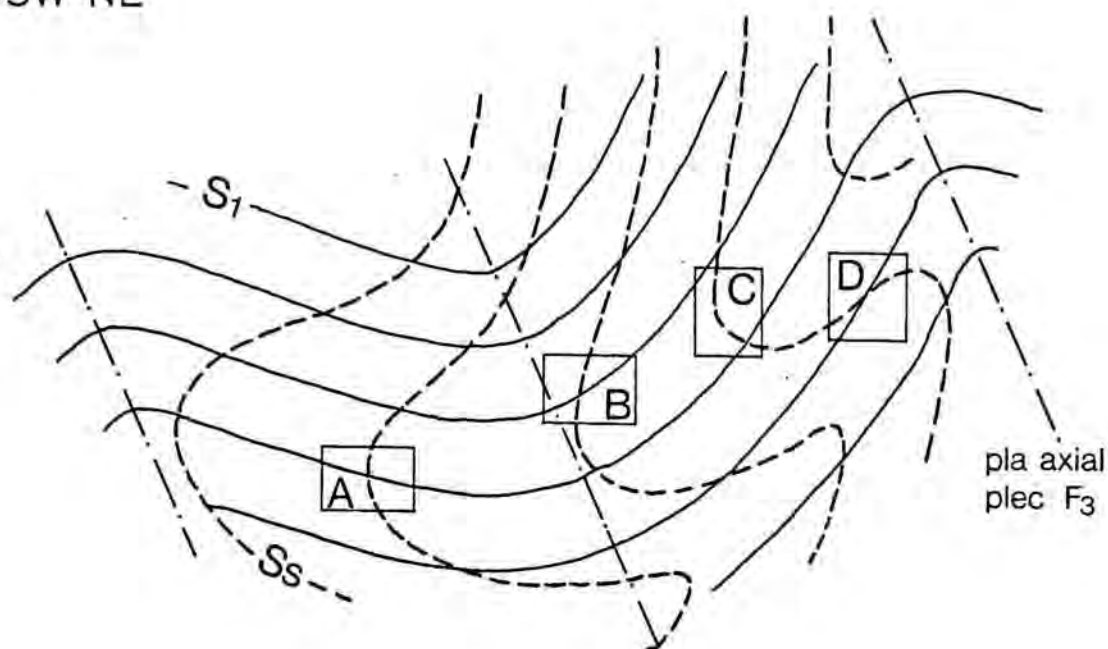


Figura 8.19. Esquema representatiu de la macroestructura deduïda per al sector cartografiat de la unitat de la Collada Verda. S'hen assenyalat amb requadres les àrees corresponents als estereogrames de la fig. 8.18. A) àrea representada pels estereogrames 1-2 i 7-10, B) estereogrames 11-14; C) estereogrames 15-22; D) estereogrames 23-24.

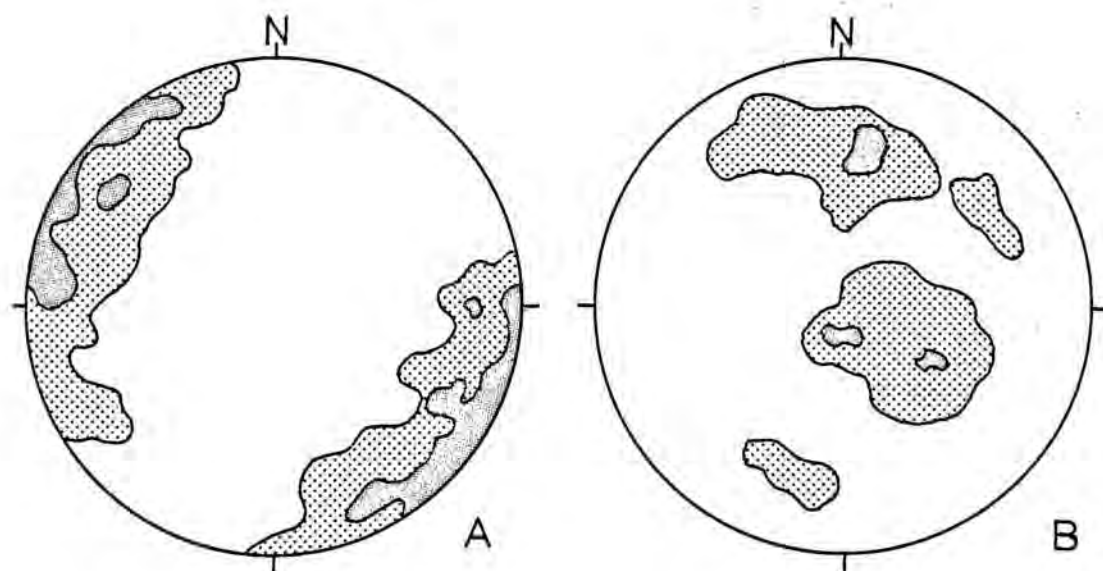


Figura 8.20. Distribució de les lineacions d'intersecció  $S_s/S_{1-2}$  un cop agrupats els màxims de tots els estereogrames de la fig. 8.18. La dispersió de pols en l'estereograma A es deu als plecs de fase 4 i la dispersió en l'estereograma B a la interferència dels plecs sinfoliars amb els prefoliars.

el sud i un flanc curt de cabussament cap al nord. Paral·lelament al clivatge  $S_1$ , pla axial d'aquests plects, es desenvolupa localment un bandejat tectònic.

Les lineacions d'intersecció entre el clivatge dominant i l'estratificació són les estructures menors de fase 1 més desenvolupades. L'orientació d'aquestes i la dels plects de petita escala varia força (fig. 8.18). Aquesta variació es determina pel plegament de les fases tardanes i per la interferència de la fase 1 amb plects anteriors.

Abans de discutir la direcció dels plects de fase 1 cal fer una sèrie de consideracions:

- L'efecte dels plects de fase 4 en l'orientació de les lineacions d'intersecció de la fase 1 es desprèn de l'anàlisi dels estereogrames en àrees on la direcció del clivatge dominant varia. Així per exemple, en els materials de l'Ordovicià superior entre Pardines i el riu Ter, on el clivatge té una direcció 100, les lineacions d'intersecció tenen una direcció NW-SE a NNW-SSE amb un cabussament feble (estereogrames 10 i 14, fig. 8.18). A l'est del riu Ter, on la direcció del clivatge esdevé 060°-080°, les lineacions d'intersecció tenen una direcció ENE-WSW (estereogrames 18 i 22, fig. 8.18). Finalment, al coll de la Boixeda, on la direcció del clivatge és 120°, la de les lineacions d'intersecció es NW-SE (estereograma 28, fig. 8.18). La mateixa relació, encara que no tant evident s'adverteix en els terrenys del Cambro-Ordovicià. En el plec de fase 4 de la unitat del Pla de les Barraques la direcció de les lineacions esdevé N-S en el flanc on el clivatge cabussa cap a l'oest (estereograma 5, fig. 8.18). De tots aquests fets exposats es desprèn que els plects de fase 4 tendeixen a dispersar les lineacions d'intersecció en un pla horitzontal (fig. 8.20,A).

- Els plects de fase 3 dispersen molt poc les lineacions d'intersecció entre l'estratificació i el clivatge dominant. Aquest fet és observable tant a

l'escala de l'aflorament com a macroescala (compareu els estereogrames 2,8 i 10 del flanc meridional del plec quilomètric de fase 3 amb els estereogrames 12 i 14 del flanc nord de la fig. 8.18). Es pot deduir, per tant, que els eixos dels plecs de fase 1 tenen una direcció propera als de fase 3.

- Els dos màxims que es poden apreciar en alguns dels estereogrames de lineacions d'intersecció entre els rius Freser i Ter és, possiblement, el resultat de la intersecció de dos clivatges ( $S_1$  i  $S_2$ ) amb l'estratificació.

- Totes les lineacions d'intersecció amb fort cabussament o amb direcció NE-SW són el resultat de la intersecció del clivatge  $S_1$  amb plecs de l'estratificació anteriors (fig. 8.20, B). Aquests plecs s'analitzaran en el següent apartat.

L'orientació inicial dels plecs de fase 1 no és pot determinar amb exactitud, fonamentalment a causa de la desconexença de la disposició del clivatge dominant amb anterioritat a la fase 4 de deformació. Es pot, si més no, simplificar i afirmar que la direcció inicial de les estructures de fase 1 és NW-SE i el cabussament dels eixos dels plecs subhoritzontal. Pel que fa al cabussament del clivatge dominant, tothom accepta que aquest es formà inicialment subhoritzontal (vegeu introducció).

A partir de la magaestructura interpretada per a la fase 1 (anticlinal ajagut, fig. 8.19) es desprèn una vergència sud dels plecs d'aquesta fase, la qual és palesa en un tall entre els gneissos de Núria i l'encavalcament de Ribes-Camprodon (fig. 8.21).

### Les estructures prefoliars

Són totes aquelles estructures anteriors a la fase 1. Es posen de manifest en el camp per l'existència de lineacions sobre els plans del clivatge dominant. En estereogrames, els plecs prefoliars es reconeixen per la

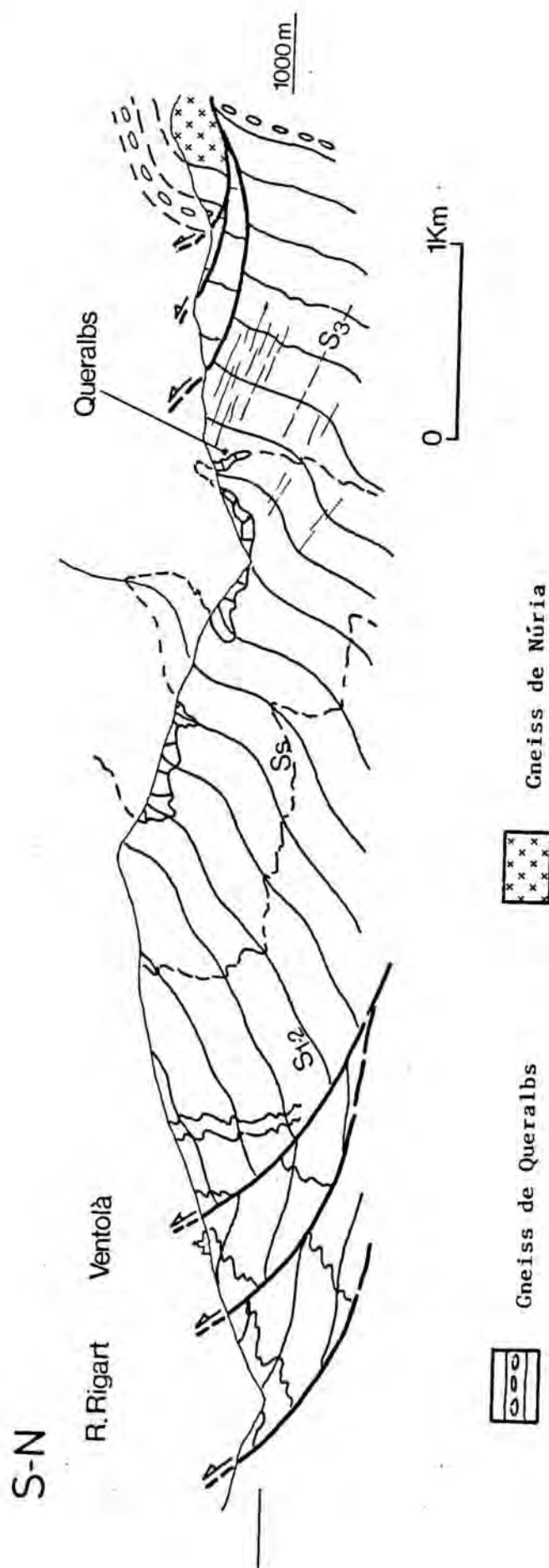


Figura 8.21. Tall entre l'encavalcament de Ribes - Camprodon i els gneiss de Núria (vessant oest de la vall del Freser). Meitat septentrional del tall, segons Casas i Ayora (en preparació).

presència de lineacions d'intersecció disperses segons les ciclogràfiques del clivatge dominant.

No s'ha observat en el camp cap plec prefoliar a escala de l'aflorament. Les macroestructures tampoc són normalment visibles ni al camp ni sobre els mapes geològics. Cal una cartografia detallada de les lineacions d'intersecció entre l'estratificació i el clivatge dominant per a determinar les direccions de les macroestructures d'aquesta fase de deformació (Laumonier i Guitard, 1979).

No s'ha fet una anàlisi exhaustiva dels plecs prefoliaris, donat que el seu estudi requereix una considerable presa sistemàtica de dades estructurals d'una àrea extensa. Es descriuran dos exemples corresponents als sectors on els plecs prefoliaris estan ben desenvolupats. El model proposat de dispersió de les lineacions d'intersecció entre el clivatge dominant i l'estratificació, i que resulta de la superposició dels plecs de la fase 1 amb els prefoliaris (fig. 8.20,B) permet de localitzar les zones on existeixen plecs prefoliaris (vegeu fig. 8.18). L'estereograma B de la fig. 8.20 s'ha construït en comprovar les lineacions d'intersecció que corresponen a disposicions de l'estratificació no congruents amb els plecs de fase 1, previ desplegament de les fases tardanes.

Les àrees amb plecs prefoliaris són: a l'oest del riu Freser, als voltants de Pardines, al sud de Molló i al coll de la Boixeda en l'extrem oriental de la unitat de la Collada Verda (fig. 8.18).

A l'oest del riu Freser han estat seleccionades les lineacions d'intersecció entre l'estratificació i el clivatge dominant i els plans d'estratificació d'aquells afloraments de la unitat del Pla de les Barraques (fig. 8.11) on el clivatge dominant se situa en els màxims dels estereogrames 1 i 2 de la fig. 8.18 (fig. 8.22,A). En desplegar un plec de fase 4 de cabussament i direcció 45/029, han estat agrupats els pols del clivatge dominant que cabussen cap al sud. Posteriorment s'han fet coincidir els plans del clivatge dominant amb cabussament cap al sud amb els que



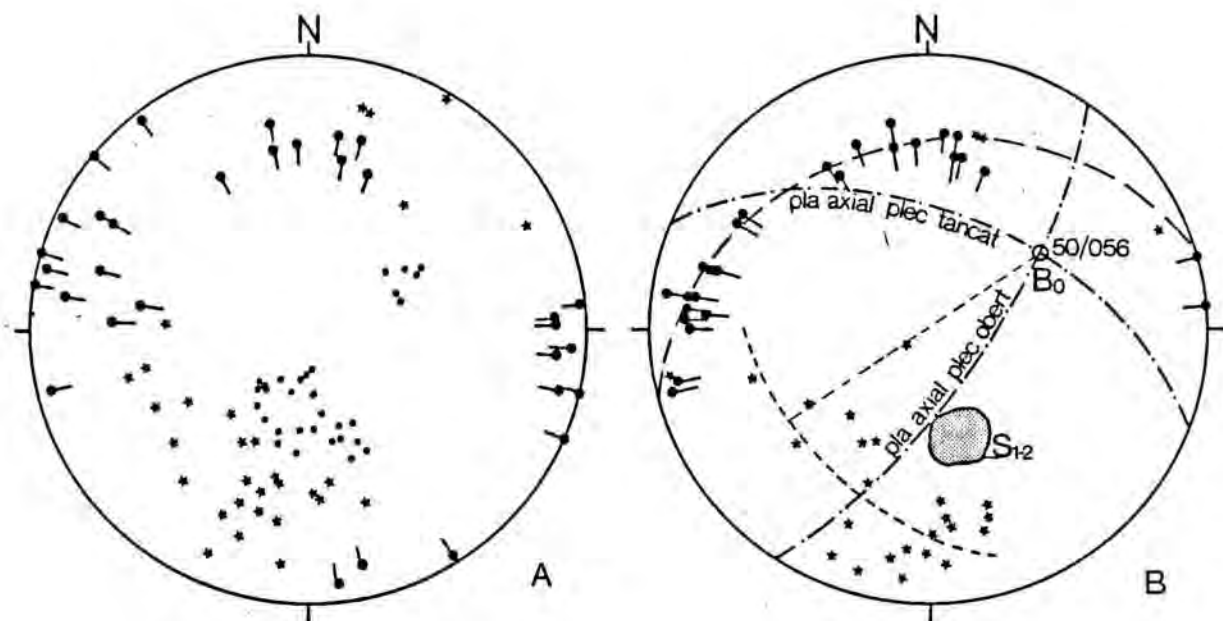


Figura 8.22. Càlcul de l'eix d'un plec prefoliar en els materials cambro-ordovicians a l'oest del riu Freser. A) estereograma dels elements geomètrics dels afloraments on el clivatge se situa en els màxims dels estereogrames 1,2,4 i 5 de la fig. 8.18; B) estereograma després de desplegar les fases tardanes. Vegeu text per a més explicació. (•)  $S_{1-2}$ , (\*) estratificació, (→) lineació d'intersecció  $S_s/S_{1-2}$ .

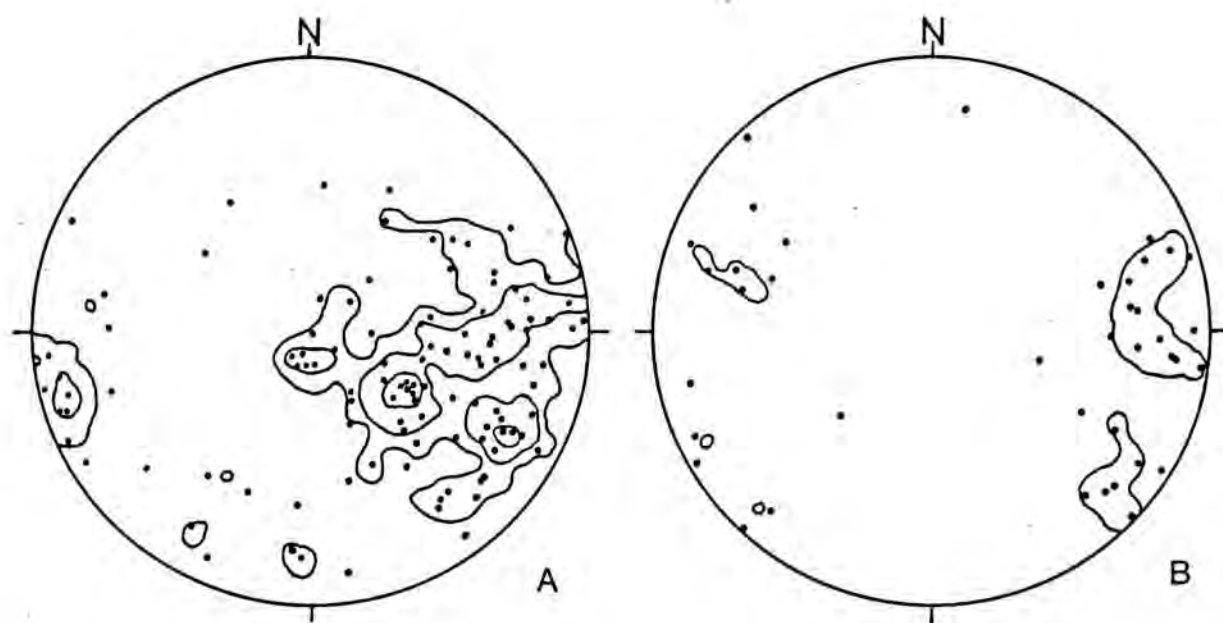


Figura 8.23. Lineacions d'intersecció a l'est del riu Ter en els materials cambro-ordovicians (A) i en els de l'Ordovicià superior (B). A: 2, 3, 5 i 6% de 115 pols; B: 5% de 38 pols.

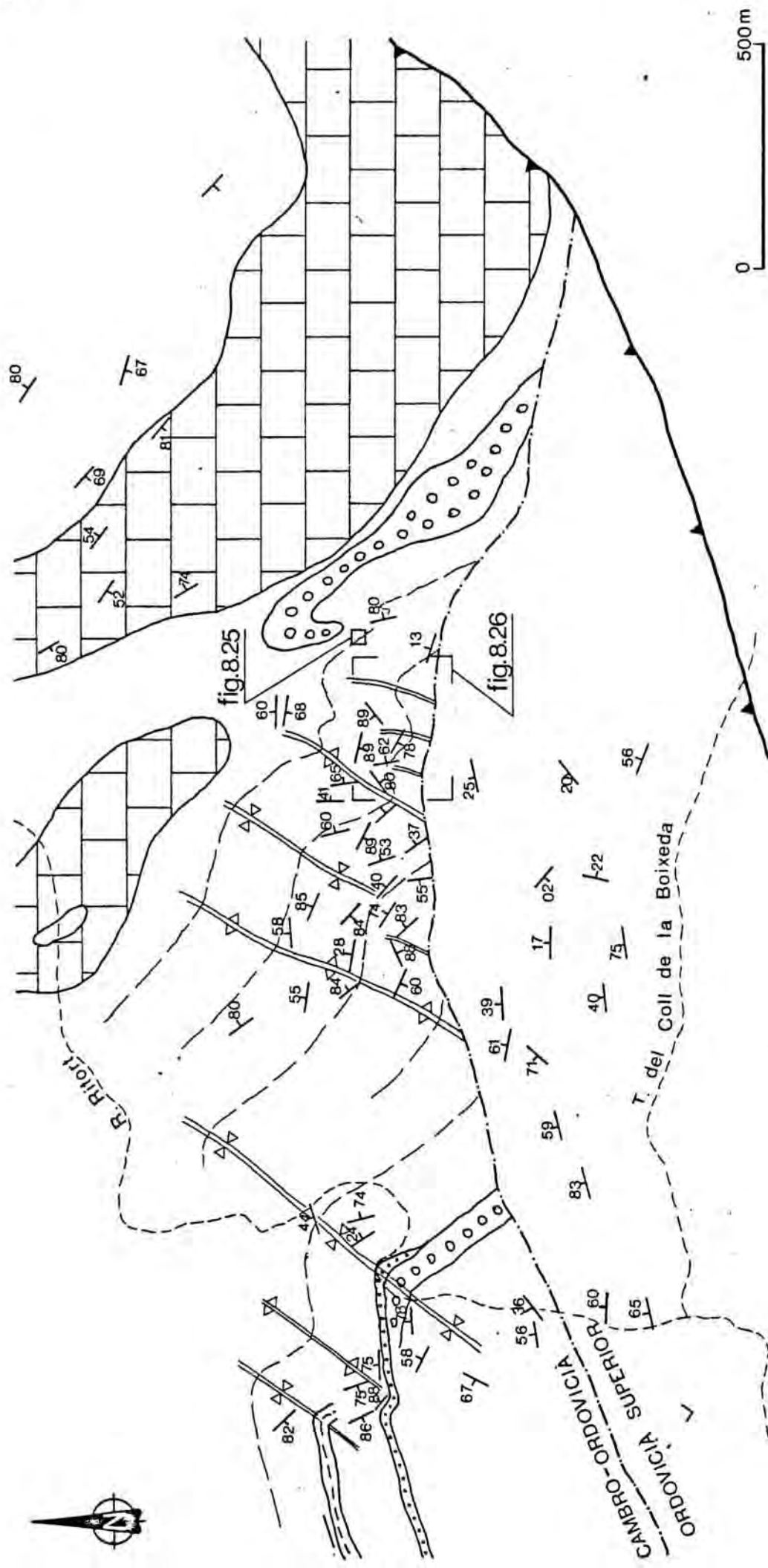
cabussen vers el nord, en desdoblegar un plec de fase 3 de cabussament i direcció 22/290. Un cop fetes aquestes rotacions totes les lineacions d'intersecció es disposen sobre la ciclogràfica del clivatge dominant amb un angle de dispersió de  $120^\circ$ . L'eix de plec prefoliar calculat té un cabussament i direcció de 50/056. Es desconeix la direcció del pla axial, ja que aquesta és funció de si el plec calculat és apretat (WNW-ESE) o obert (NE-SW). (fig. 8.22,B).

En el sector de Pardines les lineacions d'intersecció presenten una dispersió similar a les observades a l'oest del Freser. Hom pot suposar doncs, que els plecs prefoliars tindran la mateixa orientació. Cal remarcar en aquest sector que els plecs no són presents en els materials de l'Ordovicià superior (compareu els estereogrames 8 i 10 de la fig. 8.18).

A l'est del riu Ter les lineacions d'intersecció en els materials del Cambro-Ordovicià presenten una considerable dispersió (fig. 8.23,A). Aquesta dispersió contrasta amb l'observada en els terrenys de l'Ordovicià superior, malgrat que el nombre de mesures preses sigui inferior (fig. 8.23).

Una cartografia detallada al sud de Molló, on els camins d'una urbanització abandonada permeten obtenir nombroses dades estructurals, posa de manifest l'existència de plecs anteriors a la deposició dels conglomerats del Caradoc (fig. 8.24). Al camp s'observa endemés, un altre sistema de plecs prefoliars del qual es desconeix la relació cronològica amb els plecs precaradocians. Aquests plecs podrien ésser hercinians, ja que en els materials de l'Ordovicià superior s'observen, encara que molt ocasionalment, lineacions d'intersecció corbes sobre els plans del clivatge  $S_1$ .

Les direccions d'aquests dos sistemes de plecs prefoliars han estat calculades en un indret on afloren conjuntament (fig. 8.25). A partir de les rotacions necessàries realitzades per restituir els efectes de les fases



- Estratificació
- Traces de l'estratificació
- Traça axial dels plecs precaradocians; sinforme, antiforme
- Contacte discordant

Figura 8.24. Cartografia detallada del contacte entre els materials del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior al sud de Molló.

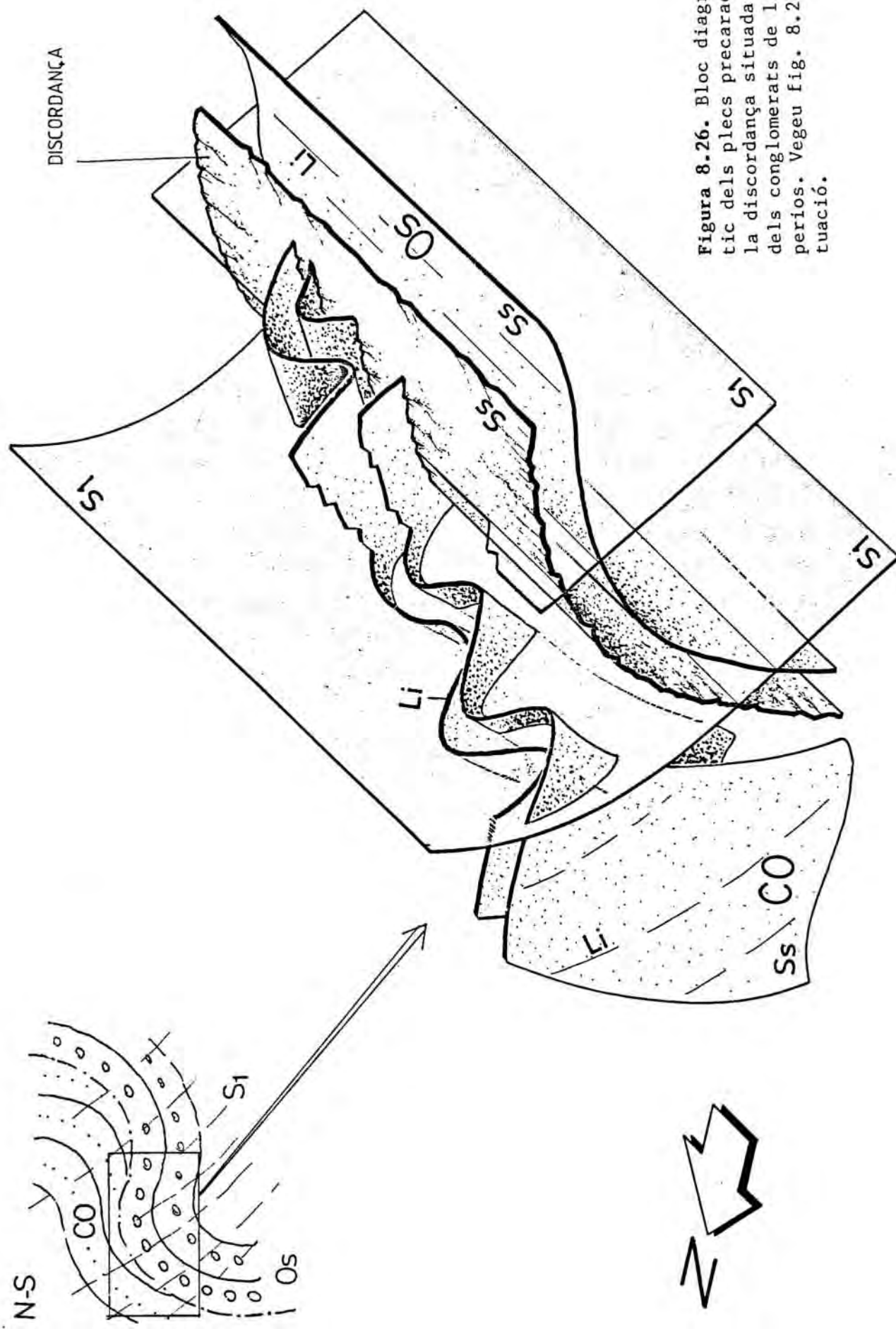


Figura 8.26. Bloc diagrama esquemàtic dels plecs precaradocians i de la discordança situada a la base dels conglomerats de l'Ordovicià superior. Vegeu fig. 8.24 per a la situació.

tardanes s'ha obtingut l'estereograma B de la fig. 8.25 on es veuen els cabussaments i direccions dels plecs prefoliars resultants (82/119 per als plecs precaradocians i 8/167 per als altres). Si es restitueix a l'horitzontal l'estratificació dels conglomerats de l'Ordovicià superior, la direcció de l'eix dels plecs precaradocians (fig. 8.26) esdevé de N-S a NNW-SSE i el cabussament de subhoritzontal a uns quants graus cap al nord. El pla axial d'aquests plecs mostra un fort cabussament cap l'ENE.

Si es fa una rotació dels elements geomètrics dels plecs prefoliars de la fig. 8.25 fins a fer coincidir el clivatge amb el de l'estereograma B de la fig. 8.22 s'obté l'estereograma de la fig. 8.27. De l'observació d'aquest estereograma es desprèn que els eixos dels plecs prefoliars calculats al sud de Molló no corresponen massa bé amb l'eix del plec calculat a l'oest del riu Freser, si bé aquest últim i el plec precaradocià són els més propers. Cas que aquests dos darrers plecs fossin del mateix sistema, la majoria de plecs prefoliars serien precaradocians i el pla axial del plec a l'oest del riu Freser tindria una direcció NE-SW i correspondria al d'un plec obert (fins 8.22 i 8.27).

Al coll de la Boixeda, les lineacions d'intersecció presenten dispersió sobre el pla de clivatge en els materials cambro-ordovicians (estereograma 26, fig. 8.18). Aquesta dispersió, en canvi, no és evident en els terrenys de l'Ordovicià superior (estereograma 28, fig. 8.18), fet que corroboraria l'existència de deformacions precaradocianes.

Finalment, cal observar que Sàbat (1982) considerarà l'obliqüitat de l'estratificació i de les lineacions d'intersecció entre els materials del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior a la Collada Verda (estereogrames 11,12,13 i 14, fig. 8.18) com el resultat de deformacions precaradocianes.

Tots els fets exposats corroboren l'existència d'una discordança a la base dels conglomerats del Caradoc



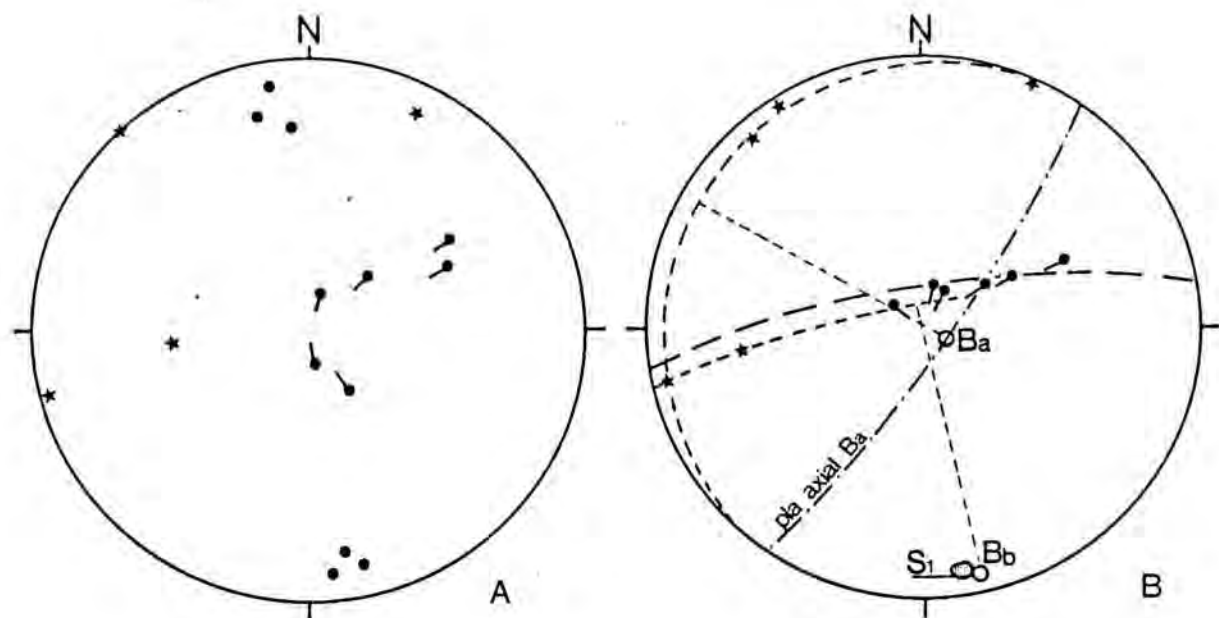


Figura 8.25. Determinació dels eixos de dos plecs prefoliaris (Ba i Bb) en un aflorament de materials cambro-ordovicians (vegeu situació a la fig. 8.24). L'eix Ba i el seu pla axial corresponen a un plec precaradocià. A) estereograma dels elements geomètrics observats a l'aflorament. B) Càlcul dels eixos de plec un cop agrupats els pols de plans de clivatge. (•) clivatge  $S_1$ , (\*) estratificació, (→) Li  $Ss/S_1$ .

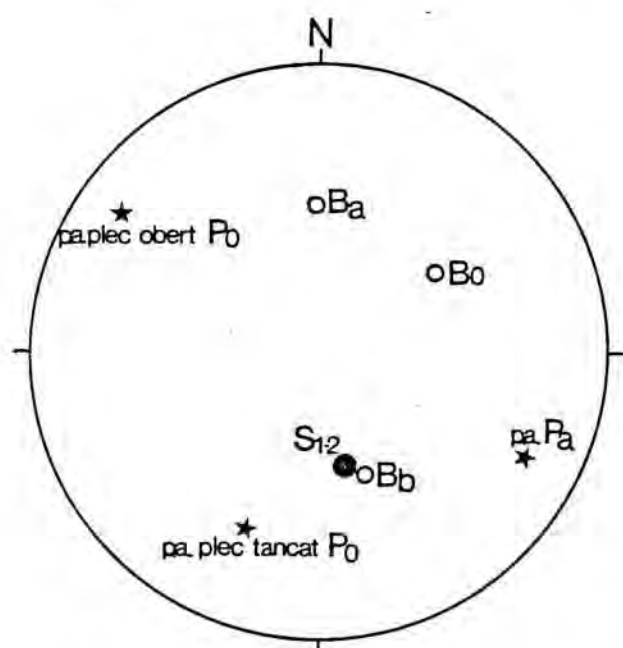


Figura 8.27. Estereograma dels eixos i plans axials dels plecs prefoliaris determinats, posteriorment a la rotació dels estereogrames B de la fig. 8.22 i B de la fig. 8.25., fins a fer coincidir els màxims del clivatge. Ba, Bb i p.a. Pa: eixos i pla axial de la fig. 8.25, B. Bo, Po: eix i plans axials de la fig. 8.22, B. (\*) pol de pla axial; (o) eix.

inicialment descrita per Santanach (1974)

### Resum i evolució estructural

En els materials cambro-ordovicians es troben uns plects que, si bé no són hercinians, s'han tractat conjuntament amb les altres estructures hercinianes donat que són difícils de diferenciar i fins ara no havien estat descrits.

Els plects precaradocians semblen tenir una direcció inicial aproximada N-S i un cabussament entre subhoritzontal i uns quants graus cap al nord. El pla axial cabussa fortament a l'est. Són plects no massa tancats i no tenen cap clivatge associat.

Probablement les primers estructures hercinianes són plects prefoliars; de tota manera es desconeix el nombre de fases de deformació prefoliars i, actualment es planteja la dificultat de saber quines d'aquestes son precaradocianes i quines hercinianes.

Amb posterioritat als plects prefoliars - precaradocians o hercinians - s'han diferenciat 4 fases de deformació, dues d'elles sinfoliars i les altres dues tardanes.

La fase 1 és la fase principal de deformació durant la qual es desenvolupa un clivatge que gairebé sempre coincideix amb el clivatge dominant. Es formen plects vergents al sud. Els eixos de plec presenten actualment una direcció predominant NW-SE i un cabussament subhoritzontal. També era probablement subhoritzontal el cabussament inicial dels plans axials dels plects. Les estructures menors són molt nombroses, especialment les lineacions d'intersecció que presenten una dispersió inicial causada pels plects prefoliars.

Les estructures de la fase 2 estan molt mal desenvolupades, raó per la qual se'n desconeixen les característiques. Es formen plects menors apretats de direcció variable entre NNW-SSE i NE-SW i un clivatge de pla axial associat.

La fase 3 és representada per plects quilomètrics

oberts i vergents al sud. El pla axial, de direcció compresa entre E-W i NW-SE té un cabussament cap al nord de 30° a 70°. Les estructures menors són molt escases. Només s'observen plecs a escala de l'aflorament i un clivatge de crenulació espaiat en les zones de xarnera dels plecs quilomètrics de fase 3. Les estructures menors d'aquesta fase presenten una considerable dispersió determinada per les fases de deformació anteriors i posteriors.

Durant la fase 4 es desenvolupen flexions i plecs oberts de pla axial subvertical amb direcció NE-SW a l'oest de la Collada Verda i NW-SE a l'est d'aquest coll. No s'han observat estructures menors associades a aquesta fase de deformació.

En darrer lloc es desenvolupen dos sistemes de kink-bands. Un d'ells, de direcció NE-SW, és constituït per dues famílies conjugades. L'altre es caracteritza per plans de kink subhoritzontals i eixos de direcció ENE-WSW.

#### 8.2.1.2. UNITAT DE MONTFALGAR

##### Deformacions tardanes

El clivatge dominant present a tota aquesta unitat és deformat, sense tenir en compte els kink-bands, per dos sistemes de plecs tardans, uns de pla axial subvertical i l'altre de pla axial amb cabussament cap al nord. Aquests plecs corresponen respectivament a les fases de deformació 4 i 3 diferenciades en la unitat de la Collada Verda.

El plegament successiu del clivatge dominant per aquestes dues fases de deformació és la causa de la distribució complexa dels pols dels plans de clivatge en l'estereograma A de la fig. 8.28.

Els plecs de fase 4 es posen de manifest en l'estereograma de plecs sinfoliars i lineacions d'intersecció (fig. 8.28, B). La dispersió d'aquests elements geomètrics segons un pla subhoritzontal evidencia la verticalitat

dels eixos dels plecs de fase 4. La dispersió es deu a aquests plecs ja que juntament amb el canvi de direcció de les lineacions d'intersecció s'observa un canvi en la direcció del clivatge dominant. Els plecs de fase 4, d'escala decamètrica hectomètrica estan més desenvolupats que en la unitat de la Collada Verda. No s'ha pogut determinar la direcció de cap eix; els plans axials presenten dues direccions: NE-SW, NW-SE.

Els plecs equivalents a la fase 3 de deformació de la unitat de la Collada Verda són molt poc evidents. Aquests plecs poden ésser la causa de la dispersió dels pols del clivatge segons una garlanda de direcció NNW-SSE (fig. 8.28, A). Cal tenir en compte a més a més que aquest plegament del clivatge pot estar en part associat a la culminació de la unitat de Montfalgar a sobre de la semi-finestra tectònica de les Ferreres i a l'anticlinal de rampa que aquesta unitat descriu, és a dir pot tenir una edat alpina. S'ha calculat en un aflorament la direcció i cabussament d'un plec de fase 3 (07/043).

No s'ha observat cap plec a escala de l'aflorament ni altres estructures menors de les fases de deformació tardanes.

### Deformacions sinfoliars

Les estructures sinfoliars són les més ampliament representades en la unitat de Montfalgar i corresponen majoritàriament a una única fase de deformació.

El clivatge dominant no és tant penetratiu com en la unitat de la Collada Verda, sovint és espaiat i de crenulació. Els plecs associats són molt nombrosos. La direcció dels plecs i de les lineacions d'intersecció varia força, encara que s'observa un màxim de direcció NW-SE (fig. 8.28,B) que correspon als afloraments on la direcció del clivatge és d' E-W a NW-SE.

S'ha observat un sistema de plecs anteriors al clivatge dominant, molt menys desenvolupat i al que s'associa un clivatge de pla axial subparal·lel a l'estratifica-

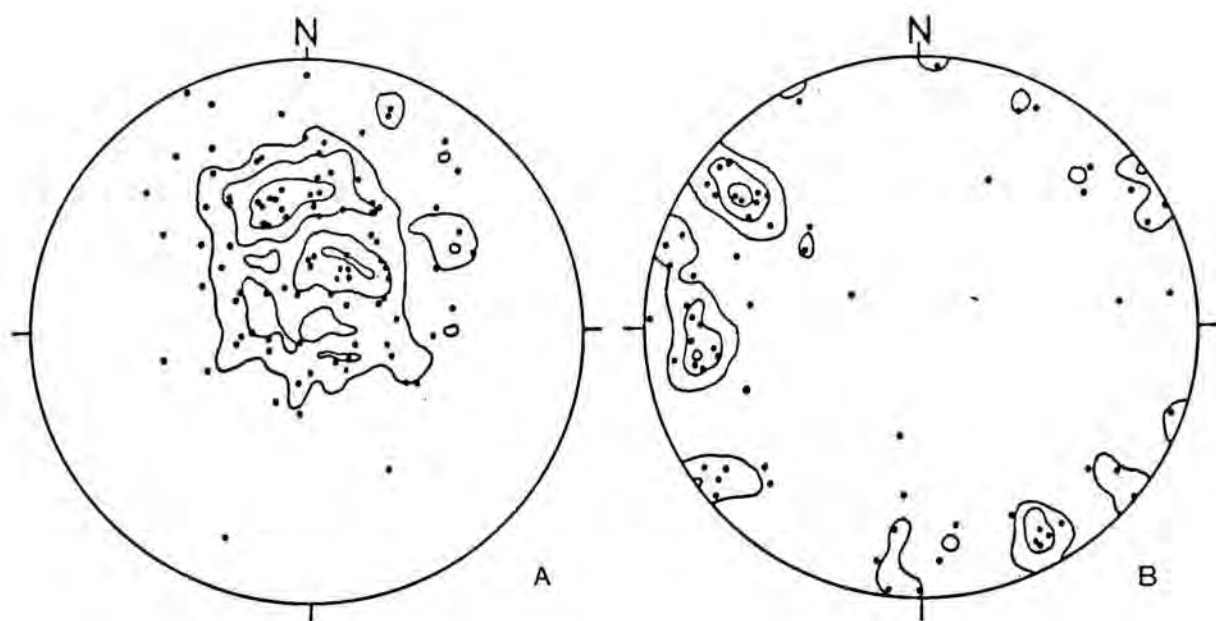


Figura 8.28. Estereogrames del clivatge dominant (A) i de les lineacions d'intersecció  $S_s/S_{1-2}$  (B) de la unitat de Montfalgut. A) 2, 4, 6 i 8% de 96 pols. B) 3, 6 i 9% de 69 pols.

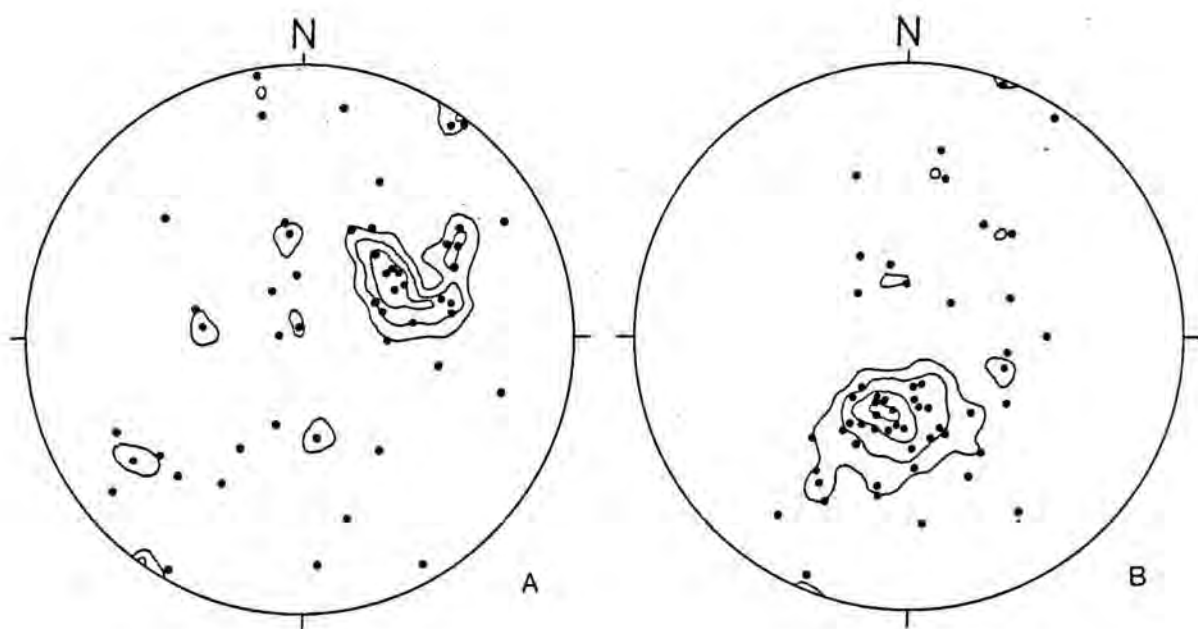


Figura 8.29. Estereogrames de l'estratificació (A) i del clivatge dominant (B) de la unitat de Ribes de Freser. A) 4, 5.5 i 7.5 % de 54 pols. B) 4, 7, 11 i 14, 5% de 55 pols.



ció. Aquests plecs són molt apretats i en el camp es troben localment xarneres aïllades tallades pel clivatge dominant. També s'adverteixen lineacions d'intersecció plegades pels plecs associats a la formació del clivatge dominant.

La correlació entre aquestes dues fases de deformació amb un clivatge associat i les fases de deformació sinfoliars descrites en la unitat de la Collada Verda no és clara. Es poden assenyalar dues hipòtesis:

Les fases de deformació de les dues unitats són equivalents: la segona fase sinfoliar de la unitat de Montfalgar correspon a la fase 2 de la unitat de la Collada Verda i la primera a la fase 1. Segons aquesta idea mentre el clivatge dominant en la unitat de la Collada Verda és de fase 1, en la unitat de Montfalgar és de fase 2.

L'altra possibilitat és que la segona fase de deformació i principal de la unitat de Montfalgar correspongui a la fase 1 de la unitat de la Collada Verda. Segons aquesta hipòtesi la primera fase sinfoliar d'aquella unitat no es localitza en la unitat de la Collada Verda.

En la unitat de Montfalgar no s'han trobat estructures anteriors a les dues fases sinfoliars descrites.

#### 8.2.1.3. UNITAT DE RIBES DE FRESER

La reduïda extensió d'aquesta unitat i les seves condicions d'aflorament no permeten d'estudiar al detall l'estructura herciniana. A més a més els materials volcànics i subvolcànics que constitueixen gran part de la unitat de Ribes de Freser estan poc deformats.

El clivatge dominant cabussa predominantment cap al nord (fig. 8.29) i és plegat per plecs oberts d'eix E-W i subhoritzontals que corresponen a la fase 3 de deformació de la unitat de la Collada Verda.

Els plecs sinfoliars, de dimensions hectomètriques, són deduïbles, a l'extrem SE de la unitat, per sota de les calcàries devonianes de la subunitat de La Cubil. No s'han

observat plects a escala de l'aflorament. Les lineacions d'intersecció, subhoritzontals, tenen una direcció NW-SE (fig. 8.29).

#### 8.2.1.4. UNITAT D'EL BAE LL

Els materials de l'Ordovicià superior de la unitat d'El Baell estan afectats quasi exclusivament per una única fase de deformació herciniana responsable de la formació d'un clivatge.

El clivatge, ben desenvolupat en tota la unitat és deformat per plects alpins. Aquests plects són de bloc superior de l'encavalcament inferior de la unitat d'El Baell i són els causants de la dispersió que presenten els pols dels plans de clivatge en l'estereograma A de la figura 8.30. Els cabussaments cap al sud del clivatge són deguts a aquests plects (figs. 8.30, 8.31 i 8.32).

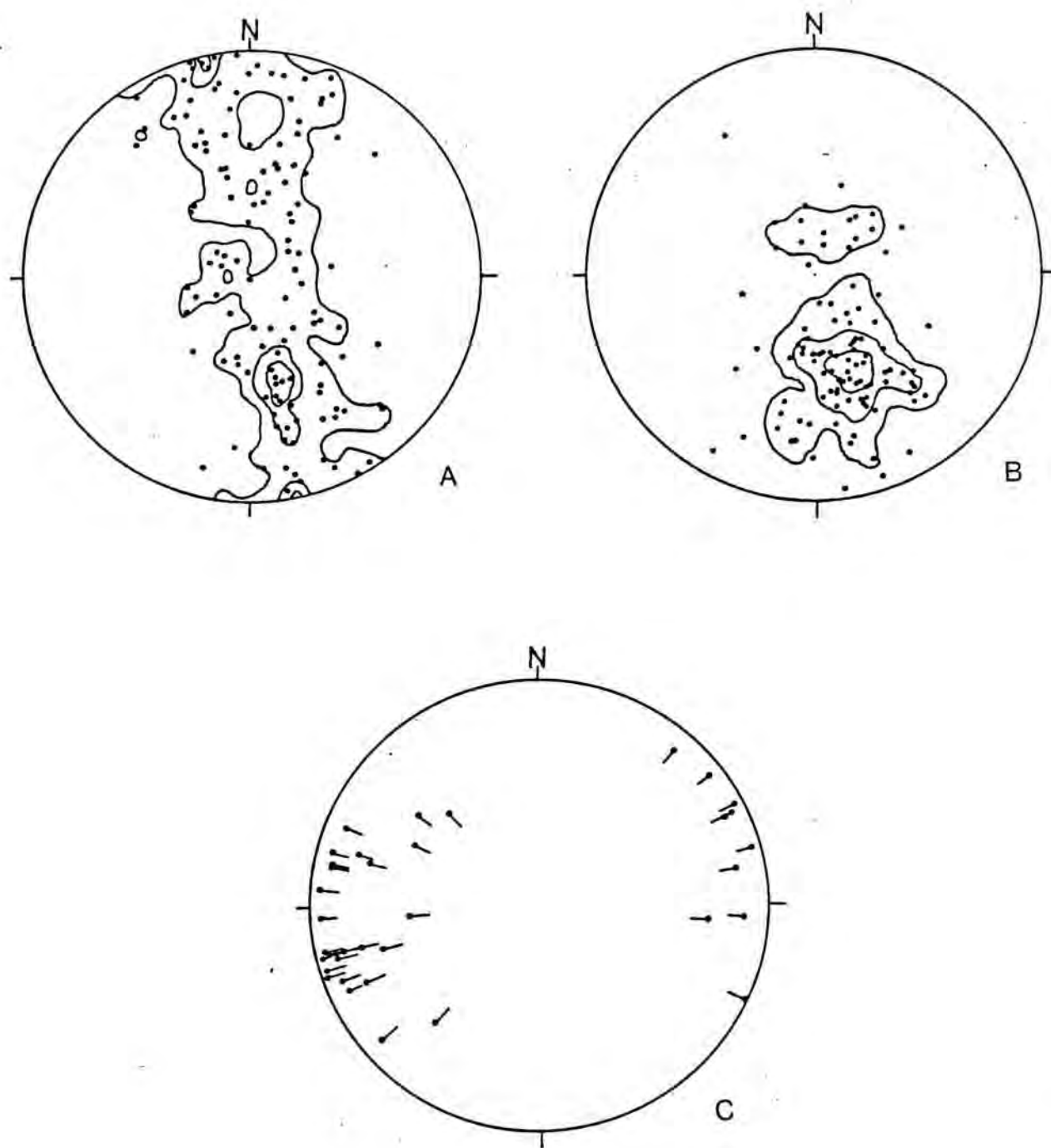
Els únics plects atribuïbles a l'orogènia herciniana que en tot cas deformen el clivatge son kink-bands. Aquests estan molt poc desenvolupats tot i que el clivatge és a voltes molt penetratiu.

El clivatge és de pla axial de plects molt apretats. Té una direcció ENE-WSW i un cabussament subhoritzontal (figs. 8.30 i 8.31). Els plects, vergents cap al sud, són molt nombrosos i visibles a totes les escales.

No s'ha trobat cap criteri per correlacionar aquesta fase de deformació sinfoliar amb cap de les dues fases de deformació sinfoliars descrites a la unitat de la Collada Verda.

#### 8.2.1.5. UNITAT DE BRUGUERA

Els materials d'aquesta unitat estan molt poc deformats. La intensitat del plegament és feble, fet que contrasta amb la resta de les unitats estructurals amb terrenys presilurians, on les estructures de plegament hercinianes estan àmpliament desenvolupades. Els plects



**Figura 8.30.** Estereogrames de la unitat d'El Baell.  
 A) 2,4 i 5.5% de 129 pols de plans d'estratificació  
 B) 2,6 i 12% de 97 pols de plans de clivatge  
 C) 37 pols de lineacions d'intersecció Ss/S.

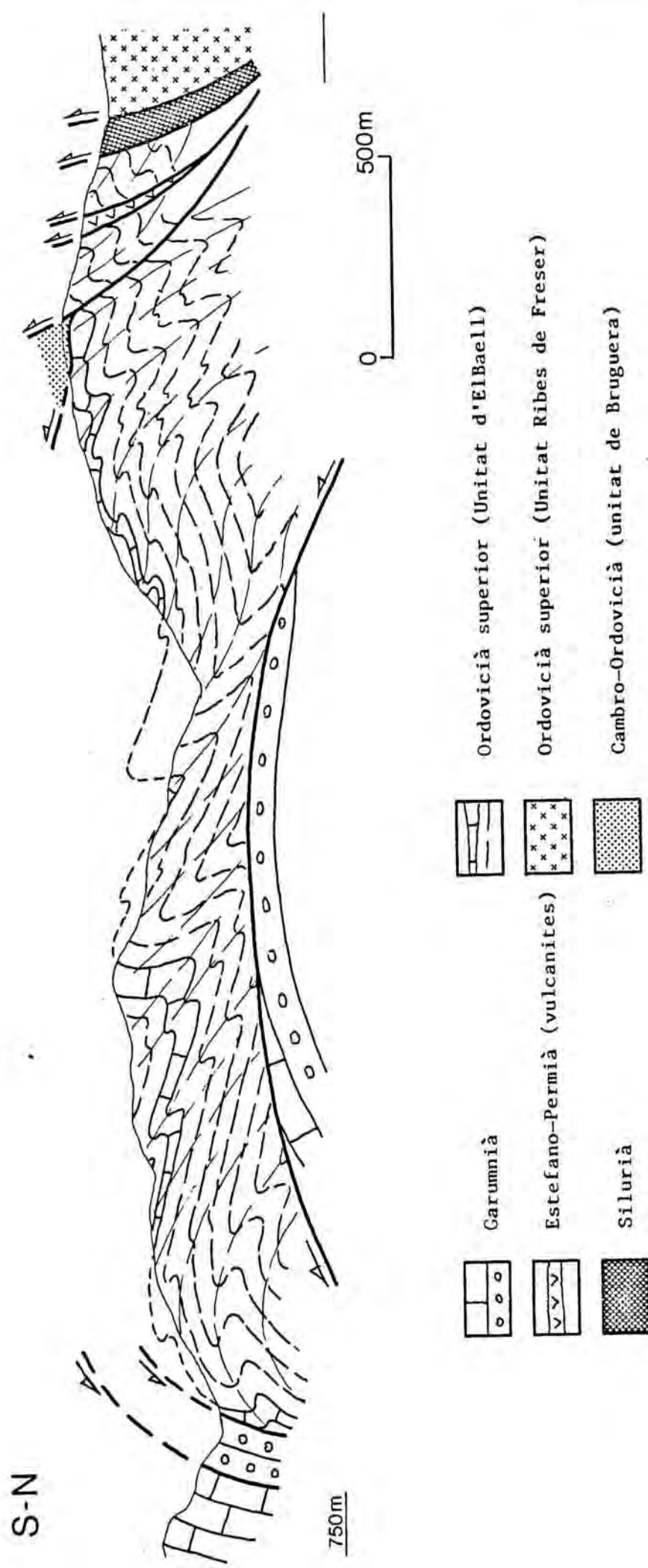


Figura 8.31. Tall de la unitat d'El Baell. Vegeu fig. 8.32 per a la situació.



a escala de l'aflorament són molt escassos. Tot i així se'n diferencien fonamentalment dos sistemes, ambdós amb un clivatge poc penetratiu associat.

La superfície de referència per determinar la direcció de les macroestructures en aquesta unitat és l'estratificació.

Els pols d'estratificació representats en els estereogrames de la fig. 8.32 es disposen segons garlandes de direcció variable a l'oest i a l'est del riu Freser. Paral·lelament, la direcció del clivatge i de les lineacions d'intersecció també varien (estereogrames 2,3 i 5, fig. 8.32). Donat que les lineacions d'intersecció són sempre subhoritzontals hom pot suposar que la variació de la direcció de les estructures a banda i banda del riu Freser és deguda a una flexió d'eix subvertical correlacionable amb la fase 4 de deformació de la unitat de la Collada Verda.

Els plecs tardans observats, anteriors a la flexió descrita tenen un pla axial de direcció E-W. Són vergents cap al sud i els eixos són predominantment subhoritzontals (figs. 8.32 i 8.33). Tenen escala hectomètrica - quilomètrica. Només se n'han observat de menors a l'oest de Campelles. Paral·lelament als seus plans axials, de cabussament  $45^{\circ}$ - $75^{\circ}$  vers el nord, es desenvolupa un clivatge poc penetratiu en la zona de xarnera. En l'estereograma 2 de la fig. 8.32, on s'han projectat conjuntament els dos clivatges observats, el clivatge tardà correspon majoritàriament al màxim dels plans que cabussen cap al nord. Els altres pols representen el clivatge anterior que és plegat pels plecs tardans (fig. 8.33,2).

Aquests plecs i el clivatge associat afecten les vulcanites estefano-permianes a l'oest de Campelles i no són visibles en les capes garumnianes suprajacents a les vulcanites (figs. 8.32 i 8.33). Aquest fet planteja el problema de l'edat dels plecs tardans en la unitat de Bruguera.

Aquests plecs són correlacionables amb la fase

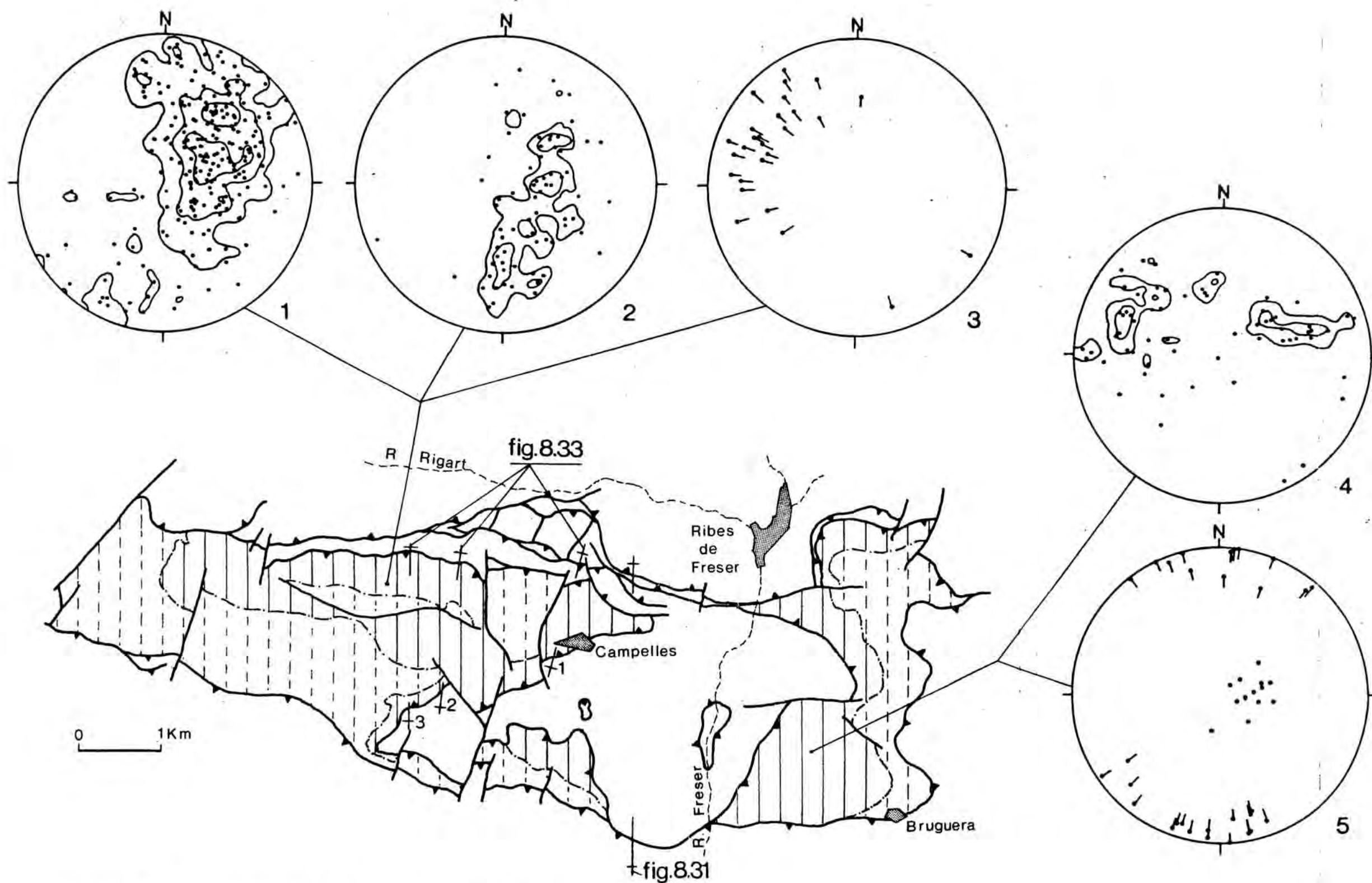


Figura 8.32. Estereogrames de la unitat de Bruguera

- 1) 1, 2.5 i 4% de 230 pols d'estratificació
- 2) 3,6 i 9% de 67 pols dels clivatges observats
- 3) 27 pols de lineacions d'intersecció
- 4) 3 i 6% de 61 pols d'estratificació
- 5) 32 pols de lineacions d'intersecció (—) i 13 de clivatge (•)

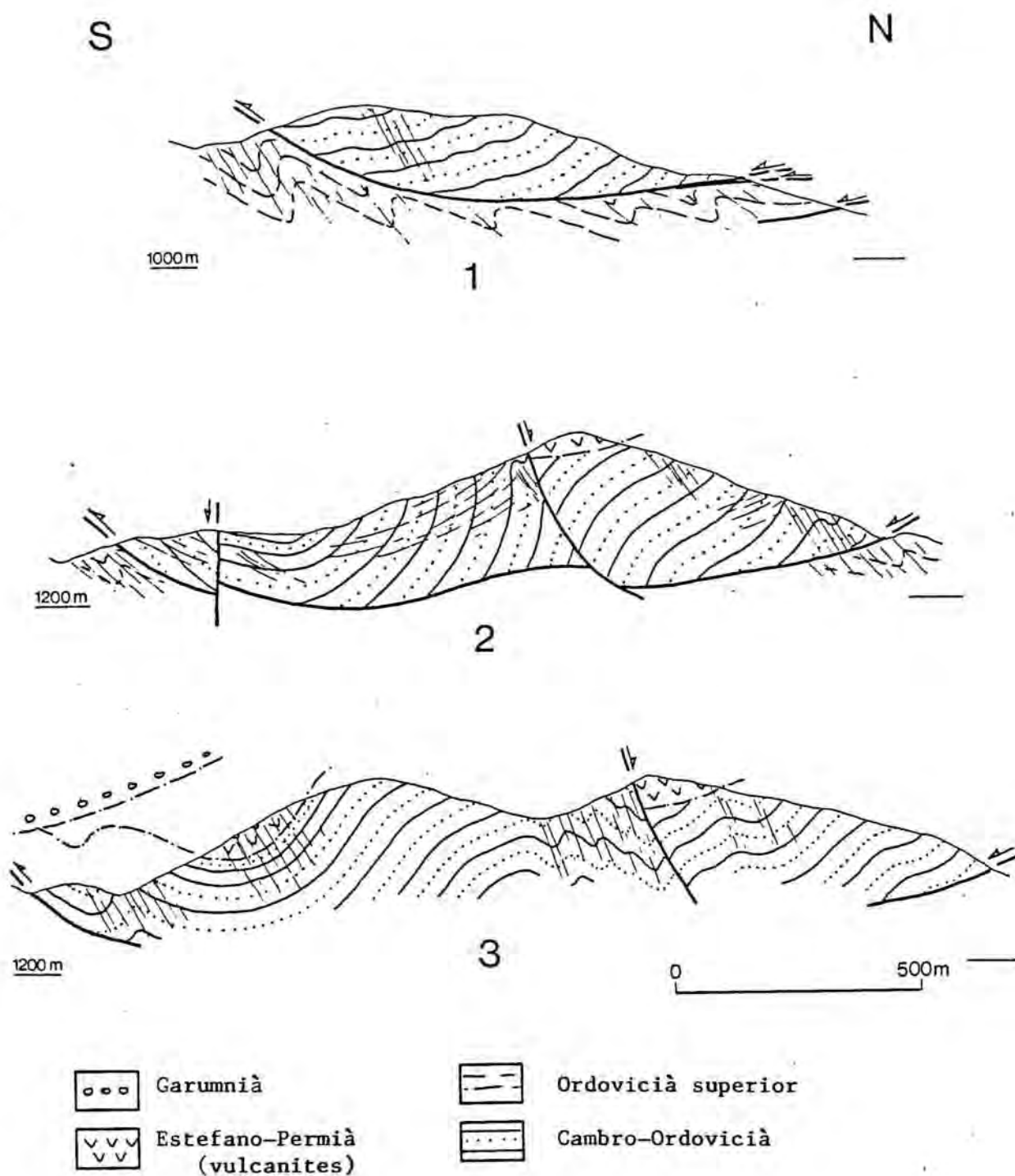


Figura 8.33. Talls de la unitat de Bruguera. Vegeu fig. 8.32 per a la situació.

3 de deformació descrita en la unitat de la Collada Verda, a la qual fase correspondrien els plecs tardans més àmpliament desenvolupats en el sòcol hercinià del Pirineu oriental (fase 2 de Santanach 1972; fase 3 de Mattauer et. al, 1967; etc.). Els plecs tardans d'aquesta fase de deformació i les bandes milonítiques que hi són associades afecten els granitoides tardihercinians (Carreras, et. al, 1980). Si s'accepta que les vulcanites estefano-permianes i els massissos de granitoides són manifestacions del mateix esdeveniment magmàtic i, per tant, de la mateixa edat (tal com postula Gisbert, 1980) no ha de sorprendre que les deformacions tardanes hercinianes afectin els terrenys d'edat estefano-permiana. El fet que les capes del Garumnià no estiguin afectades pels plecs tardans de la unitat de Bruguera recolza aquesta idea i dificulta interpretar que aquests plecs siguin alpins.

Els plecs responsables de la formació del primer clivatge són molt escassos i només s'han vist a escala de l'aflorament. Són plecs oberts que, actualment, presenten una direcció variable entre NW-SE i NNE-SSW.

Aquest clivatge és l'únic observat a l'est del riu Freser (estereograma 5, fig. 8.32). A l'oest del riu Freser coexisteix amb el clivatge tardà, i es fa difícil la diferenciació entre ambdós. Només en els afloraments on hi ha un clivatge que cabussa cap al sud o que està plegat es té la seguretat que correspon al primer clivatge (fig. 8.33, 2).

Les lineacions d'intersecció projectades en els estereogrames de la fig. 8.32 corresponen majoritàriament a la intersecció d'aquest clivatge amb l'estratificació.

Aquestes estructures són l'equivalent de les deformacions sinfoliars de la unitat de la Collada Verda, molt poc desenvolupades a la unitat de Bruguera.

### 8.2.2. ESTRUCTURA DELS TERRENYS POSTSILURIANS

L'estructura interna dels terrenys postsilurians que integren les unitats estructurals alpines és constituïda per plecs i fractures. Els plecs són clarament hercínians, ja que en el camp poden observar-se truncats pels materials posthercínians. En canvi és pràcticament impossible d'esbrinar l'edat de gran part de les fractures. Aquestes tallen els plecs i no sempre estan en contacte amb els materials posthercínians.

Quant als encavalcaments, és clara l'edat alpina dels que limiten les unitats estructurals definides i la dels que involucren materials posthercínians entre calcàries devonianes al sud del Taga. En tots els altres casos hom no pot assegurar l'edat dels encavalcaments que limiten les làmines encavalcants que formen part de les unitats estructurals amb terrenys postsilurians. Llac (1979) atribueix una edat tardihercíniana als encavalcaments que limiten les làmines encavalcants de terrenys postsilurians, més a l'est de la zona estudiada (entre la Cerdanya i el riu Llobregat), en una posició estructural similar. Això no obstant, s'ha constatat que en el sector estudiat per Llac existeix un encavalcament clarament hercinià, fossilitzat per materials posthercínians (al sud de Gavarrós, entre Grèixer i Castellar de N'Hug) i nombrosos encavalcaments d'edat incerta que possiblement representen la continuació dels cartografiats prop de Castellar de N'Hug (fig. 5.8).

De tots els fets exposats es desprèn que els encavalcaments que integren l'estructura interna de les unitats amb materials postsilurians poden ésser hercínians o alpins, sense descartar la possibilitat que els alpins representin el rejoyó d'antics encavalcaments hercínians.

En aquest apartat es descriuà l'estructura interna de plegament dels terrenys postsilurians. No es tractaran les fractures, en general compatibles amb l'estructura alpina, ja que les que són clarament alpines ja



nan estat descrites i les altres s'han representat en els esquemes i talls inclosos en el capítol d'estructura alpina i en aquest mateix apartat.

L'estructura interna de plegament de les diferents unitats estructurals amb materials postsilurians té característiques similars en totes elles, motiu pel qual es farà una descripció conjunta, i s'assenyalaran, quan s'escaigui, les principals diferències entre les unitats.

En els terrenys postsilurians el nombre de fases de deformació és inferior a l'observat en els presilurians. Freqüentment només se'n dedueix una. La superfície de referència és l'estratificació i rarament s'observen elements geomètrics linears (eixos de plec, lineacions d'intersecció).

### Les deformacions tardanes

En els estereogrames dels pols d'estratificació (fig. 8.34) s'aprecia que els materials del Devonià i Carbonífer prehercinià estan plegats.

Les garlandes dels pols tenen una direcció variable; la direcció dels eixos dels plecs que es dedueix a partir dels estereogrames en les diferents làmines encavalcants varia de NW-SE a NE-SW (fig. 8.34). És suggestiu de pensar que aquesta variació en la direcció dels eixos dels macroplecs sigui produïda per moviments rotacionals relatius durant el desplaçament de les diferents unitats estructurals durant l'orogènia alpina. Malgrat tot, en la unitat de Serra Cavallera, a l'est del riu Ter, hi ha evidències d'un plegament tardà (posterior als plecs que donen lloc a les garlandes dels pols d'estratificació) d'eix subvertical (estereograma 14, fig. 8.34). Aquest plegament pot ésser també la causa de la major dispersió dels pols d'estratificació en la làmina encavalcant inferior de la unitat de Serra Cavallera, a l'oest del Ter (estereograma 7., fig. 8.34) i de la disposició del clivatge en aquesta làmina encavalcant (estereograma 8, fig. 8.34).

El plegament tardà podria ésser l'equivalent de la fase 4 de deformació definida en la unitat de la

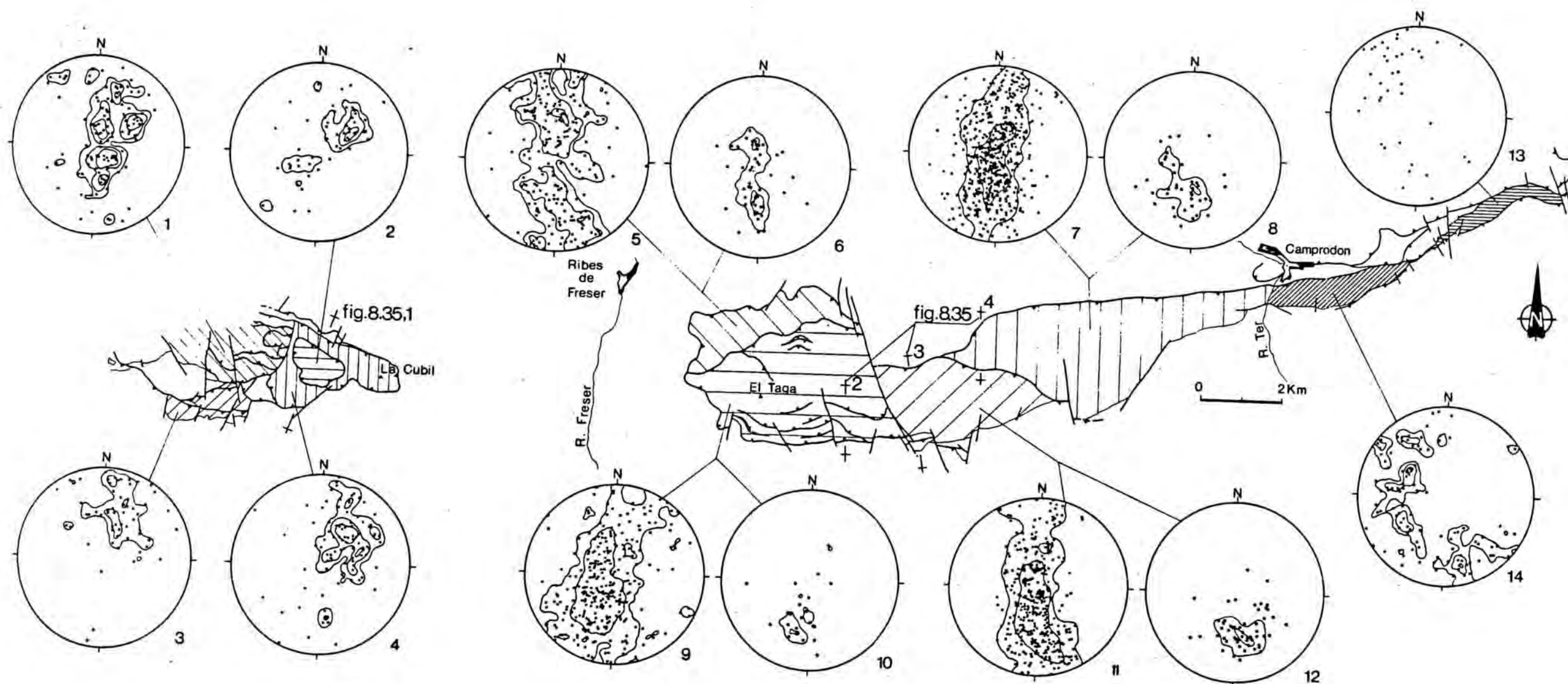


Figura 8.34. Estereogrames de l'estratificació (1,2,3,4,5,7,9,11,13 i 14) i del clivatge (6,8,10 i 12) de les làmines encavalcants de materials postsilurians.

Contorns de densitats i nombre de mesures (n) dels estereogrames:

- 1) 2, 3.5 i 5% (n=112); 2) 4,7.5 i 11% (n=53); 3) 4 i 7% (n=57); 4) 2,4 i 7% (n=91); 5) 1,2 i 4% (n=203); 6) 6 i 10% (n=52); 7) 1 i 3% (n=541); 8) 5 i 15% (n=40); 9) 0.5 i 2% (n=304); 10) 8 i 17% (n=24); 11) 1 i 3% (n=350); 12) 6 i 16% (n=50); 13) 2,4 i 6% (n=104); 14) n=39.

Collada Verda i determinar la variació dels eixos dels macroplecs entre les diferents làmines encavalcants. L'estructuració alpina ha donat lloc a importants rotacions d'eix horitzontal en les unitats estructurals superiors. A més pot ésser responsable del canvi de la direcció dels eixos dels macroplecs, a causa de la diferent traslació de les làmines encavalcants, encara que no hi ha evidència que sigui així. Les unitats amb materials postsilurians més meridionals (unitat de Montgrony, unitat de Castellar de N'Hug) presenten basculaments i verticalitzacions que es tradueixen en els estereogrames de pols d'estratificació en una desigual distribució dels màxims en les unitats superiors i en les inferiors (fig. 8.34).

Endemés d'aquest plegement tardà se'n pot localitzar un altre en la subunitat de La Cubil, a l'est del riu Freser (estereograma 6, fig. 8.34). Ambdós plegaments són definits, a l'igual que en els terrenys presilurians, com aquells que pleguen el clivatge. Tot i que aquests plecs no han estat observats en el camp, d'acord amb la distribució dels pols del clivatge, els seus eixos tenen una direcció aproximada E-W i són subhoritzontals. Segons les característiques descrites, aquests plecs podrien correspondre a la fase 3 de deformació definida en la unitat de la Collada Verda.

### Les deformacions sinfoliars

Els materials del Devonian i Carbonífer prehercinian estan afectats majoritàriament, i a excepció dels plecs tardans descrits, per un únic sistema de plecs. La direcció i cabussament dels seus eixos i plans axials es determina pels plecs tardans i per l'emplaçament de les làmines encavalcants durant l'orogènia alpina. Els plans axials tenen una direcció predominant de NW-SE i a un cabussament cap al nord d'uns 45°.

Aquests plecs, vergents cap al sud, tenen associat un clivatge de pla axial que només es manifesta clarament a les xarneres. En les unitats estructurals superiors (tal com han estat definides en l'apartat 7.4) el clivatge es desenvolupa preferencialment en els nivells més lutítics del  $D_3$  i del  $D_1$ . En la subunitat de La Cubil el clivatge és ampliament desenvolupat i el seu caràcter penetratiu contrasta amb l'observat en les unitats superiors. El clivatge és de dissolució i, al microscopi, es poden observar les bandes estilolítiques amb neoformació de dolomita i acumulacions d'insolubles, i com les bandes estilolítiques dissolen els components carbonàtics de la roca.

Al camp, en les unitats superiors, els plecs són molt nombrosos especialment en les calcàries devonians del  $D_3$  i  $D_4$  i en les lidites del Carbonífer (fig. 8.35). En aquests darrers materials es desenvolupen plecs apilats d'escala mètrica disharmònics sobre les calcàries del  $D_4$ . En els terrenys del Devonià hi ha una disharmònia entre el Devonià inferior ( $D_1 + D_2$ ) i el Devonià superior ( $D_3 + D_4$ ), possibilitada per la relativa incompetència dels materials del  $D_3$ . Així, mentre les calcàries del Devonià inferior presenten pocs plecs oberts, les del  $D_3$  són plegades per plecs molt apretats, d'escala mètrica a decamètrica. Les calcàries del  $D_4$  formen cascades de plecs vergents al sud i de dimensions decamètriques a hectomètriques.

En la subunitat de La Cubil els plecs són molt escassos, fet que contrasta amb el caràcter penetratiu del clivatge.

En totes les unitats estructurals amb materials postsilurians l'estratificació cabussa, a grans trets, vers el sud, ja que els nivells més antics se situen sempre al nord i els més moderns al sud. Aquesta disposició determina que, en els sectors septentrionals de les làmines encavalcants on predominen les calcàries del Devonià inferior, els plecs són escassos i l'estratificació cabussa majoritàriament cap al sud. En els sectors meridionals, on predominen els materials del Devonià superior i del



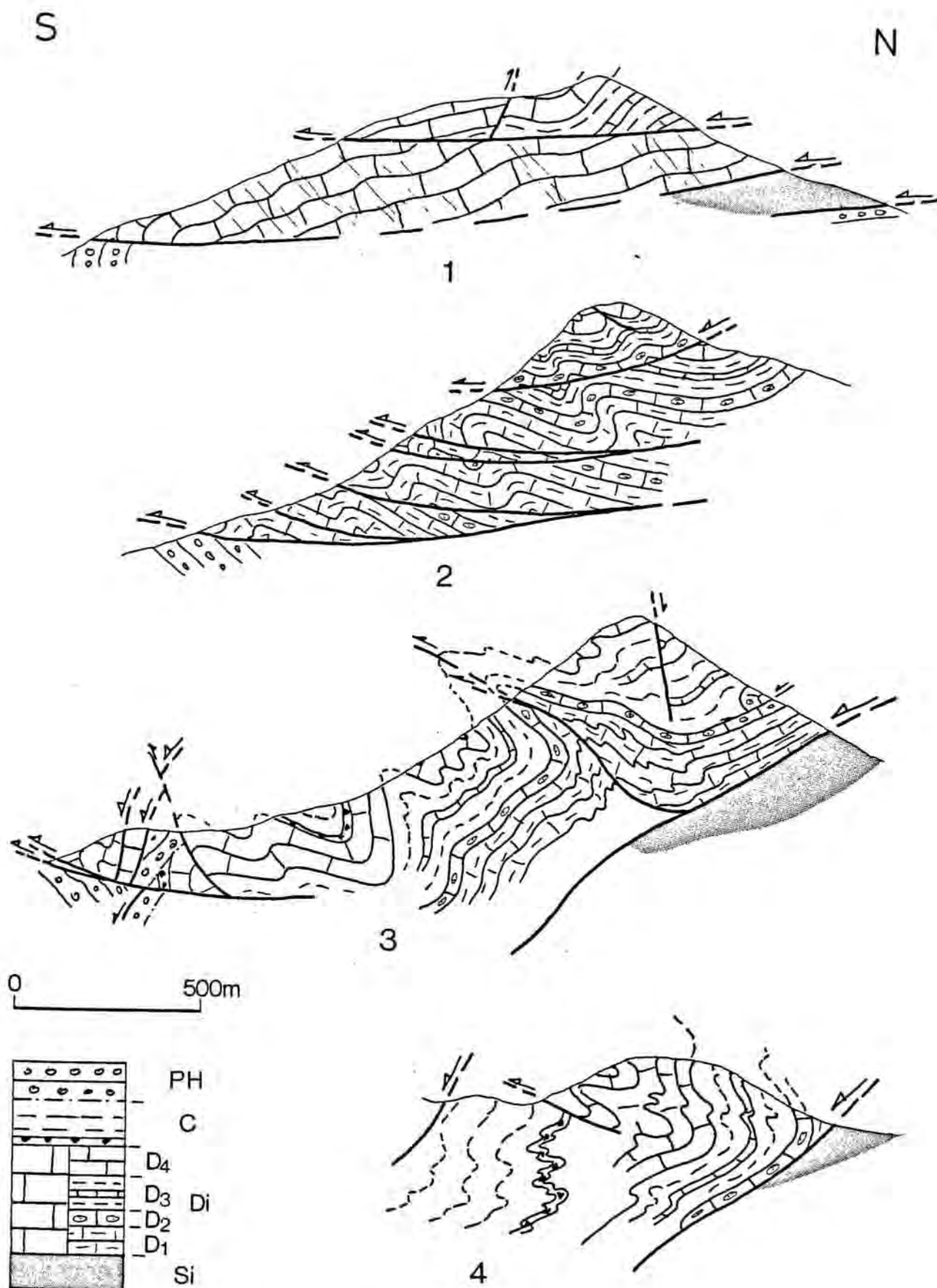


Figura 8.35. Talls de les làmines encavalcants constituïdes per materials hercínians postsilurians. Vegeu fig. 8.34 per a la situació. (PH) posthercinià, (C) Carbonífer prehercinià, (D<sub>4</sub>-D<sub>3</sub>-D<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>) Devonià; (Di), Devonià in diferenciat (Si) Silurià.



Carbonífer prehercinià, els plecs són nombrosos i l'estratificació cabussa, en general, cap al nord, tot i que l'envolvent dels plecs i el límit cartogràfic entre els diferents nivells litològics cabussa cap al sud (fig. 8.35).

Aquests plecs han de correspondre a alguna de les dues fases de deformació sinfoliar de la unitat de la Collada Verda.

### 8.2.3. RESUM I CONCLUSIONS

En els materials cambro-ordovicians s'han reconegut plecs anteriors a la deposició dels conglomerats caradocians. Es tracta de plecs oberts sense cap clivatge associat. Aquests plecs només s'han observat en la unitat de la Collada Verda.

Endemés dels plecs pre-caradocians, se'n poden localitzar de prefoliars que afecten els materials del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior de la unitat de la Collada Verda i que poden considerar-se com d'edat herciniana.

Durant el desenvolupament del clivatge dominant, present a gairebé totes les unitats estructurals de sòcol hercinià amb una penetrativitat molt variable, té lloc la formació d'una o dues fases de deformació. La relació entre les fases sinfoliars de les unitats estructurals on n'hi ha més d'una (unitats de la Collada Verda i de Montfalgut) no és evident.

L'episodi sinfoliar de deformació no ha pogut ésser ben caracteritzat donat que no s'ha pogut deduir la disposició de les estructures abans dels plecs tardans.

Es pot afirmar, si més no, que la majoria de les estructures menors observables en el camp corresponen a l'episodi sinfoliar de deformació, que els plecs i lineacions d'intersecció presenten majoritàriament una direcció NW-SE amb un cabussament subhoritzontal i que els plecs de la fase de deformació sinfoliar (en els casos en els

que només n'hi ha una) o de la fase sinfoliar més evident (en els casos en els que n'hi ha dues) vergeixen cap al sud.

Tot i que no s'ha pogut determinar amb exactitud l'orientació inicial dels elements geomètrics de l'episodi sinfoliar de deformació, l'orientació actual d'aquests permet localitzar les estructures de deformació tant anteriors (plecs prefoliars) com posteriors (plecs tardans). S'han definit uns models de dispersió de lineacions d'intersecció que, conjuntament amb els estereogrames del clivatge dominant, permeten reconèixer, en un sector o unitat estructural determinat, les fases de deformació definides en la unitat de la Collada Verda.

Les estructures de deformació tardanes estan molt poc desenvolupades si es comparen les unitats estructurals de sòcol hercinià estudiades amb d'altres àrees de la zona axial pirinenca. Això no obstant i, a excepció de la unitat d'El Baell, totes les altres unitats estructurals presenten evidències de les dues fases de deformació tardanes definides en la unitat de la Collada Verda: la fase 3, de plecs amb pla axial de cabussament cap al nord i d'eixos de plec subhoritzontals i a grans trets coaxials amb la fase principal de deformació sinfoliar i la fase 4 de plecs amb pla axial subvertical i constituïda per dos sistemes conjugats de plecs de direccions NE-SW i NW-SE.

Els kink-bands estan ben desenvolupats a la unitat de la Collada Verda, unitat on el clivatge és més penetratiu.

PART IV  
CONCLUSIONS

## 9. CONCLUSIONS

En l'estructuració de les unitats de sòcol de l'àrea estudiada han intervingut diversos endeveniments tectònics: les orogènies alpina i herciniana i les deformacions precaradocianes.

La deformació alpina en les roques del sòcol del Pirineu no és tan intensa com en d'altres serralades del sistema alpi. A l'àrea estudiada no hi ha evidència de metamorfisme i no ha estat observat cap clivatge alpi en les roques del sòcol hercinia. Aquests fets no impliquen però, que l'estructura alpina de la zona axial (l'aflorament més gran de materials hercinians del Pirineu) sigui despreciable a l'hora d'analitzar els diferents aspectes geològics (estructura, sedimentologia.) del cicle hercinià.

En aquest capítol es remarcaran les principals conclusions dels diferents aspectes tractats en la present memòria i es posarà especial èmfasi en la superposició de les deformacions alpina i herciniana i en els resultats que es dedueixen de l'anàlisi global dels diferents capítols.

### Deformacions precaradocianes

Els plecs fossilitzats pels conglomerats del Caradoc i l'existència d'una discordança a la seva base,

inicialment descrita per Santanach (1972,74), demostren que durant l'Ordovicià superior tingué lloc una certa activitat tectònica.

A més dels plecs precaradocians, el canvi en la sedimentació durant l'Ordovicià superior respecte a la de la sèrie cambro-ordovicià i les emissions volcàniques i subvolcàniques (durant el Caradoc-Ashgill) suggereixen igualment una activitat orogènica precaradocià, possiblement vestigis de l'orogènia caledoniana en els terrenys del sòcol pirinenc.

En l'àrea estudiada, la discordança a la base dels conglomerats del Caradoc es ben manifesta cartogràficament. Al sud de Molló, per sota dels conglomerats caradocians es localitza el tram més antic de sèrie cambro-ordovicià cartografiat, equivalent a la part alta de la sèrie de Canavelles. Entre Camprodon i Ribes de Freser el nivell superior de calcàries cambro-ordovicianes es manté, a grans trets, paral·lel a la base de l'Ordovicià superior, tot i que localment, com a la Collada Verda, s'observa una obliqüïtat de l'estratificació entre els materials del Cambro-Ordovicià i de l'Ordovicià superior (Sàbat, 1982). A l'oest de Ribes de Freser els terrenys cambro-ordovicianes que es troben directament a sota dels conglomerats del Caradoc podrien correspondre al tram més jove de la sèrie cambro-ordovicià.

No hi ha evidències que les deformacions precaradocianes portin associades la formació de cap clivatge. L'activitat tectònica en l'Ordovicià superior hauria estat poc intensa i s'haurien format plecs oberts de desenvolupament local (cal recordar que només s'han observat plecs precaradocians en la unitat de la Collada Verda).

La composició en elements majors i traça de les roques volcàniques de l'Ordovicià superior demostra que el vulcanisme d'aquesta edat és de tendència calco-alcalina i correspondria a una etapa orogènica desenvolupada en condicions d'intraplaca. Aquesta dada està d'acord amb



el caràcter feble de les deformacions precaradocianes.

Cal remarcar, finalment, el caràcter tardiorogènic o molàssic de la sedimentació durant el Caradoc: seqüències granodecreixents fluvials que passen progressivament, durant el Caradoc superior - Ashgill a materials propis d'un medi marí poc profund. Aquest fet, juntament amb el tipus de vulcanisme suggereix una similitud del marc geològic durant l'Ordovicià superior i l'Estefano-Permià. Aquesta similitud recolza la hipòtesi de l'existència de moviments orogènics en el sòcol pirinenc durant l'Ordovicià superior, encara que poc importants i planteja qüestions tals com la relació entre els massissos gneíssics, el vulcanisme de l'Ordovicià superior i les deformacions precaradocianes.

Les estructures hercinianes es superposen als plecs precaradocians i a vegades dificulten el reconeixement d'aquests últims, per la qual cosa cal considerar la influència dels plecs precaradocians en l'orientació de les estructures hercinianes. Com a conseqüència de llur superposició, els plecs i lineacions d'intersecció de l'episodi sinfoliar en els materials cambro-ordovicians presenten una direcció i cabussament variable.

### Estructura herciniana

La disposició dels materials posthercinians al damunt dels terrenys del sòcol hercinià demostra, on el contacte discordant és visible, que l'estructura interna de plegament de les unitats estructurals del sòcol es majoritàriament herciniana. Els plecs associats a la formació del clivatge dominant són sempre hercinians.

No sempre es fàcil d'establir la situació del límit entre les deformacions del cicle hercinià i les del cicle alpi. A partir de les idees anteriorment expressades (vegeu apartat 8.2.1.5) i segons l'esquema de Gisbert

zontal probablement són vergents al sud. La direcció actual predominant dels eixos de plec i de les lineacions d'intersecció és NW-SE.

Els plecs tardans estan molt poc desenvolupats en comparació amb els de l'episodi principal. S'han diferenciat dues fases principals de deformació desigualment representades o absents en les diferents unitats estructurals. Els primers plecs tardans, denominats de fase 3, tenen un pla axial de direcció variable entre ENE-WSW i NE-SW com a resultat del plegament posterior. El seu cabussament és cap al nord ( $30^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ). Els segons plecs tardans, denominats de fase 4, tenen un pla axial subvertical i constitueixen un sistema conjugat de plecs de direccions NE-SW i NW-SE. Durant l'episodi tardà de deformació el desenvolupament d'estructures penetratives és molt localitzat i restringit a les zones de xarnera dels plecs de la fase 3. Amb posterioritat a les dues fases de deformació tardanes i dins encara del mateix episodi es desenvolupen dos sistemes de kink-bands en els sectors on el clivatge és penetratiu.

Sovint no hi ha criteris per determinar l'edat de les estructures de fractura (encavalcaments i falles posteriors) en les unitats de sòcol. Tot i que la majoria d'aquestes fractures són compatibles amb l'estructuració alpina, més a l'oest de la zona estudiada s'observen encavalcaments clarament hercinians que indiquen, si més no, la possibilitat que part de l'estructura interna de fractura de les unitats de sòcol sigui herciniana.

#### Influència de la tectònica alpina en els materials del sòcol hercinià

Donades les característiques de l'estructura alpina de l'àrea estudiada i l'estructura interna que presenten les unitats estructurals de sòcol hercinià es desprèn que s'han de tenir en compte translacions i algunes rotacions de les làmines encavalcants per reconstruir els

(1980), es poden diferenciar en els materials de l'Estefano Permià unes unitats litoestratigràfiques depositades en un règim compressiu (unitats gris, de trànsit i roja inferior) i una unitat en règim distensiu (unitat roja superior). Tot i que els materials estefano-permians s'han descrit com a posthercinians (de fet corresponen a les molasses del cicle hercinià), es poden considerar com a hercinianes (tardihercinianes) totes aquelles estructures que afecten les unitats litoestratigràfiques estefano-permianes depositades en règim compressiu probablement sincròniques a l'emplaçament dels massissos de granitoides i que són anteriors a la unitat roja superior i a la resta dels materials suprajacents.

Les estructures hercinianes de l'episodi principal de deformació són anteriors a la deposició dels materials estefano-permians, mentre que les fases de deformació de l'episodi tardà (fases 3, en part, 4 i kinks-bands de la unitat de la Collada Verda) afecten als granitoides tardihercinians i els estefano-permians inferiors (anteriors a la unitat roja superior).

A part dels plecs precaradocians, se n'han observat d'altres de pefoliars, segurament d'edat herciniana ja que afecten els materials de l'Ordovicià superior. Es desconeix el nombre de sistemes de plecs pefoliars hercinians així com les seves característiques geomètriques.

La majoria de les estructures de plegament observades en les unitats estructurals de sòcol corresponen a l'episodi principal de deformació durant el qual es desenvolupa un clivatge dominant. En les unitats de la Collada Verda i de Montfalgar han estat diferenciades dues fases de deformació dins de l'episodi principal. En totes les altres unitats només se n'ha observat una. Els elements geomètrics de l'episodi principal de deformació presenten una orientació variable com a resultat de la superposició amb els plecs anteriors i del seu plegament per les fases tardanes. Els plecs, amb un pla axial de cabussament inicial subhorit

esdeveniments hercinians (estructura, sedimentologia, etc). dels materials del sòcol hercinia.

Les estructures de plegament alpines observades en els terrenys del sòcol hercinià són escasses; són sempre plecs oberts associats a rampes o culminacions de bloc superior d'encavalcaments inferiors. Així, per exemple, tenen edat alpina els plecs del clivatge dominant de la unitat d'El Baell, a sobre i al sud de la finestra del Fre-ser i en part, el plegament del clivatge a la unitat de Montfalgar, en una situació estructural molt similar a la de la unitat d'El Baell (culminació amb finestra tectònica associada i rampa de bloc superior). Es incerta l'edat herciniana o alpina d'alguns dels plecs descrits en aquest treball com a tardans, dins de l'orogènia herciniana i que, en el camp, no estan fossilitzats per materials posteriors a la unitat roja superior de l'Estefano-Permià. De totes maneres, en la unitat de Bruguera, hi ha uns plecs correlacionables amb la fase 3 de deformació herciniana de les altres unitats estructurals de sòcol que, malgrat que afecten les vulcanites estefano-permianes de la unitat roja inferior, són fossilitzats per les roques del Garumnià, i per tant són tardihercinians. En tot cas, els plecs tardans tractats com hercinians són sempre oberts; el fet que en alguna unitat siguin alpins no modificaria substancialment la idea expressada en aquesta memòria.

Cal suposar que en els materials hercinians amb un clivatge ben desenvolupat s'hagin pogut formar estructures menors (kink-bands, zones de cisalla) en el bloc superior (fonamentalment a les rampes blocades i al peu de les rampes de bloc inferior) durant l'evolució dels apilaments antiformals, tal com succeeix als nivells garumnians amb un clivatge ben desenvolupat. Això no obstant, aquestes estructures menors no han estat reconegudes en el camp, ja que la seva diferenciació respecte de les estructures hercinianes no és una tasca fàcil.

Enlloc ha estat observat un clivatge clarament



d'edat alpina que afecti els materials del sòcol hercinià. El clivatge alpi en els materials carbonàtics de l'Eocè i del Garumnià és, a voltes, molt penetratiu. En els materials detrítics del Garumnià i Estefano-Permià el clivatge alpi és molt poc desenvolupat o, en la majoria dels casos, inexistent. Aquests materials detrítics sovint separen uns materials detrítics del sòcol hercinià amb un clivatge ben desenvolupat sens dubte hercinià ja que no afecta els materials posthercinians, d'uns materials carbonàtics garumnians i eocens amb un clivatge alpi molt penetratiu.

En la unitat de Bruguera s'observa una situació, ja comentada anteriorment, que pot conduir a una certa confusió: els materials del Cambro-Ordovicià i les vulcanites estefano-permianes presenten plecs tardans hercinians amb un clivatge associat, els quals no afecten els nivells detrítics garumnians, absents de clivatge. Contrastant aquesta observació, els materials carbonàtics garumnians del seu damunt mostren un clivatge alpi penetratiu, clivatge que, per ser de pressió-dissolució difícilment ateny materials detrítics. Nogensmenys, resta pendent la qüestió de si el clivatge alpi, afecta les calcàries devonianes, donat el desenvolupament preferencial del clivatge en les roques de natura carbonàtica. Pel que fa a aquest darrer punt cal posar esment que, en la subunitat de la Cubil el clivatge, força penetratiu és subparal·lel al que exhibeixen les calcàries garumnianes a sota del pic de la Cubil. D'altra banda, en les unitats superiors de Devonià els materials estefano-permians es disposen, sovint, discordants per sobre dels plecs associats a la formació del clivatge; així es pot suposar que el clivatge en la subunitat de la Cubil és hercinià i que el seu paral·lelisme amb el clivatge alpi es una coincidència.

Malgrat que les làmines encavalcants superiors de l'apilament antiformal de la vall del Freser i dels altres sistemes d'encavalcaments són plegades per l'emplaçament successiu de les làmines encavalcants inferiors,



les unitats amb materials del sòcol hercinià mostre un comportament diferent. En comptes de plecs es formen encavalcaments - gotera, tal com l'encavalcament de calcàries devonianes per sobre de materials garumnians a la vall del Freser.

En les parts frontals d'algunes làmines encavalcants dels apilaments antiformalis de la vall del Freser i de Rocabruna s'evidencia un basculament cap al sud. Aquesta inclinació és especialment notòria en les unitats de sòcol hercinià constituïdes per terrenys postsilurians localitzades entre aquells apilaments antiformalis. És important tenir en compte aquests basculaments a l'hora de considerar la disposició de les estructures hercinianes sobretot del cabussament del pla axial dels plecs sinfoliaris. Cal citar l'exemple de les unitats de Montgrony i Castellar de N'Hug, on els plans axials dels plecs sinfoliaris de les calcàries devonianes cabussen cap al sud en aquelles làmines encavalcants en les que els materials porthercinians es troben subverticals o en posició invertida i cap al nord en les que els nivells estefano-permians cabussen pocs graus al sud.

Tots els efectes de l'estructura alpina en l'estructura dels materials hercinians no introdueixen modificacions substancials en la disposició actual de les estructures hercinianes. En canvi, s'han de considerar les importants translacions vers el sud de les diferents làmines encavalcants amb materials de sòcol per tal d'interpretar correctament els diferents aspectes geològics del basament hercinià (estructura, sedimentologia, etc).

Les unitats amb sòcol hercinià estudiades es poden agrupar en tres conjunts al restituir el seu desplaçament durant l'orogènia alpina: La unitat de la Collada Verda, les unitats amb materials postsilurians i les unitats amb terrenys presilurians que afloren en els apilaments antiformalis de la vall del Freser i de Rocabruna.

No es pot determinar la posició relativa d'aquests conjunts d'unitats abans del seu desplaçament cap al sud, ja que es desconeix la significació de l'encavalcament de Ribes-Camprodon (discutida en l'apartat 5.2.2.) i la continuació vers el nord de l'encavalcament de Serra Cavallera.

L'apilament antiformal de la vall del Freser costa de quatre unitats de sòcol hercinià (fig. 5.16). Aquestes quatre unitats se situarien de sud a nord abans de l'orogènia alpina en el següent ordre: Ribes de Freser, El Baell, Bruguera i Coma - Ermada Conivella (figs. 5.16 i 9.1). La posició relativa de la unitat de la Collada Verda respecte de les altres unitats estructurals depèn de la interpretació que es doni a l'encavalcament de Ribes Camprodon. En l'apartat 5.22 s'exposen dues possibles hipòtesis, en funció de l'escollida la unitat de la Collada Verda es restituiria bé al sud de la unitat de Ribes de Freser o bé al nord de la de Coma Ermada - Conivella. Cal fer esment d'una tercera possibilitat segons la qual l'encavalcament de Ribes-Camprodon correspondria al rejoc tardà d'un encavalcament equivalent o situat per sobre de l'encavalcament inferior de la unitat de Bruguera i per sota del de Serra Cavallera. En un tall restituït la unitat de la Collada Verda se situaria entre la unitat de Bruguera i la de Coma Ermada - Conivella.

Aquestes incerteses dificulten l'obtenció de conclusions sobre l'estructura herciniana anterior a la tectònica alpina en la transversal estudiada. A manera d'exemple els talls geològics de les unitats estructurals de sòcol hercinià han estat col·locats amb el mateix ordre que el tall restituït de la fig. 5.16 (fig. 9.1); hipòtesi que representa el mínim escurçament en la transversal de l'apilament antiformal de la vall del Freser. Entre les conclusions obtingudes cal ressaltar que la macroestructura herciniana ve determinada fonamentalment pels plects sinfoliars, i que el clivatge dominant tendeix a verticalitzar en els terrenys superiors (Ordovicià superior i post-Silu-

rià) i que els plecs tardans són generalment oberts. Finalment no hi ha criteris per deduir l'existència d'encavalcaments hercinians entre les diferents unitats estructurals.

El tall restituït de la vall del Freser dona informació, endemés de l'estructura herciniana, sobre la posició al final del cicle hercinià de les diferents unitats litoestratigràfiques. Aquesta dada és especialment útil en els terrenys de l'Ordovicià superior, donada la variació de fàcies existent entre les unitats estructurals.

Un cop restituït el tall en la transversal de l'apilament antiformal de la vall del Freser segons la hipòtesi del mínim escurçament possible, els canvis litològics i estructurals de les unitats estructurals hercinianes són bruscs. Aquest fet demostra que el desplaçament i per tant l'escurçament ha d'haver estat més important.

El tall restituït de la figura 9.1. s'ha realitzat a manera d'exemple i no hi ha criteris en la geologia local per decidir si es tracta del tall restituit més probable entre les tres possibilitats abans comentades. Caldria comparar la congruència dels aspectes geològics hercinians en els terrenys del sòcol amb d'altres tall restituïts paral·lels. Aquest procés no tan sols donaria idees sobre l'estructura i estratigrafia hercinianes, sino que seria molt útil com a test de l'estructura alpina.

### Estructura alpina

Les principals estructures alpines observades en el sector sud-pirinenc estudiat són de sud a nord: plecs concèntrics de direcció E-W i encavalcaments associats, l'encavalcament de Vallfogona, el sinclinal de Ripoll, encavalcaments amb cabussament predominant cap al sud que afecten el sòcol i la cobertora (el més important dels quals és l'encavalcament de Serra Cavallera), i l'encavalcament de Ribes-Camprodon amb un cabussament cap al nord (fig. 9.2).

Les làmines encavalcants s'han agrupat en dues

S-N

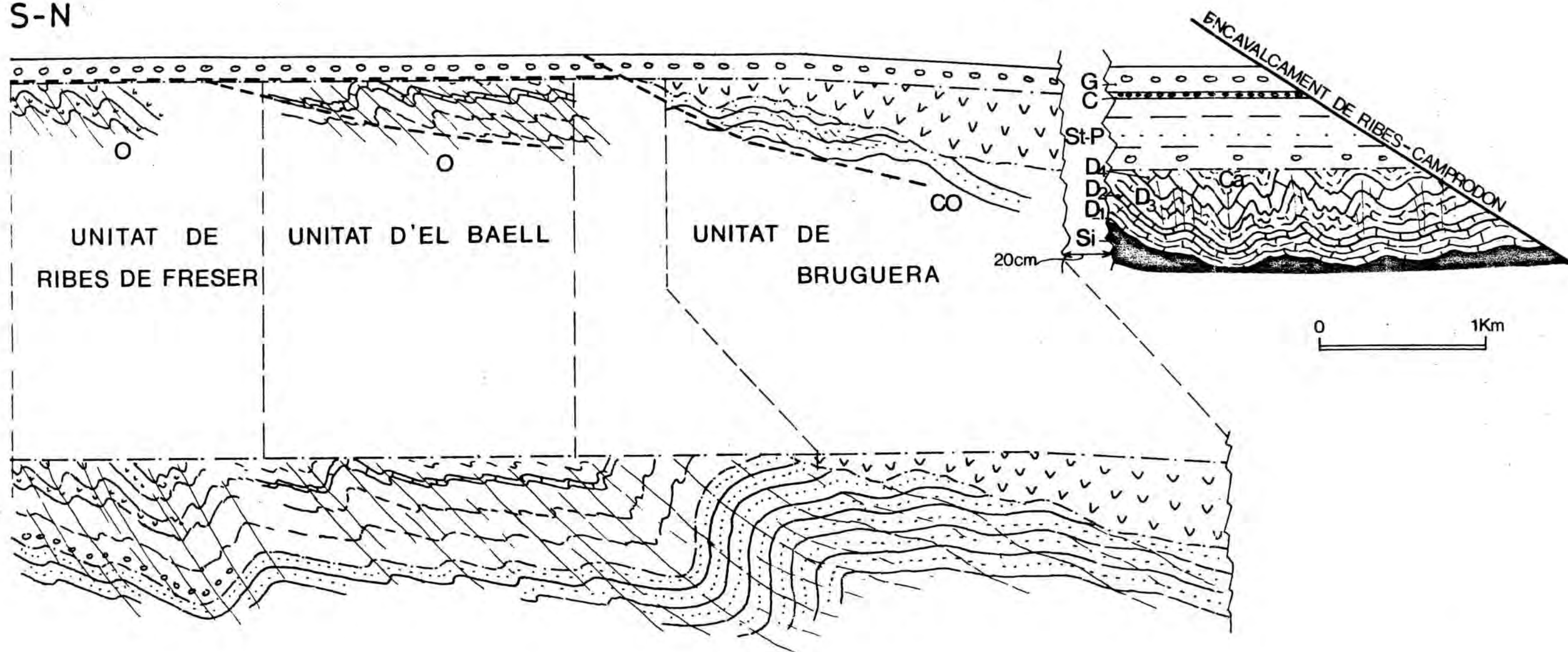


Figura 9.1. A) Estructura interna herciniana de les unitats de sòcol de l'apilament antiformal de la vall Freser un cop restituïdes les deformacions alpines (tall restituït de la fig. 5.16).  
 B) Hipòtesi de la macroestructura herciniana a partir del tall A, segons la qual s'ha d'incrementar la distància inicialment suposada entre les unitats de Bruguera i d'El Baell. G, Garumnià; C, Cretaci; St-P, Estefano-Permià; Ca, Carbonífer prehercinià; D<sub>4</sub>-D<sub>3</sub>-D<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>, Devonià; Si, Silurià; Os, Ordovicià superior; CO, Cambro-Ordovicià.



unitats estructurals principals (vegeu apartat 5.6) : una de superior, anomenada Unitat del Cadí (Puigdefàbregas i Soler, 1980) i una d'inferior, anomenada Unitat de les Làmines Encavalcants Inferiors.

La unitat del Cadí és constituïda per làmines encavalcants amb materials hercinians postsilurians recoberts per materials detrítics estefano-permians i una sèrie que comprèn el Cretaci superior, la fàcies garumniana i l'Eocè. L'encavalcament inferior de la unitat del Cadí correspon, en el sector septentrional, a l'encavalcament de Serra Cavallera i, en el sector meridional, a l'encavalcament de Vallfogona.

La unitat de les Làmines Encavalcants Inferiors, situada a sota de l'encavalcament de Serra Cavallera, consta de diverses làmines encavalcants amb terrenys hercinians presilurians recoberts per roques volcàniques de l'Estefano Permià i nivells del Garumnià.

S'ha fet un tall geològic compensat del segment sud-pirinenc estudiat per tal de calcular l'escurçament en aquesta transversal. El canvi de fàcies dels materials eocens a banda i banda de l'encavalcament de Vallfogona així com el fet de no haver observat un punt d'interrupció en el bloc superior que estigui representat en el bloc inferior, no han permès de restituir aquest encavalcament. Unicament consideracions sedimentològiques poden donar una idea del desplaçament de l'encavalcament de Vallfogona en la seva part frontal. Per aquesta raó s'ha situat la pinline al nord del tall compensat, en l'encavalcament Ribes-Camprodon. Del tall restituït del bloc superior de l'encavalcament de Vallfogona es dedueix un escurçament de l'ordre del 50% (fig. 9.2).

L'emplaçament de la unitat de les Làmines Encavalcants Inferiors, segons una seqüència de bloc inferior, ha donat lloc a la formació dels apilaments antiformalment de la vall del Freser i de Rocabruna, on afloren les làmines encavalcants d'aquesta unitat estructural, i ben segur és responsable del basculament cap al sud de les làmines encavalcants de la unitat del Cadí entre aquells apila-



ments antiformalis.

El sinclinal de Ripoll està localitzat entre l'encavalcament de Vallfogona i l'encavalcament de Serra Cavallera, a la base de la sèrie eocena. Les formacions Sagnari, Corones i Armànies presents al flanc nord del sinclinal, han de constituir, en profunditat, una rampa de bloc superior de l'encavalcament de Vallfogona (fig. 9.2). Els encavalcaments pugen estratigràficament en la sèrie vers el sud des del sòcol hercinià fins als materials eocens. Els encavalcaments superiors i més antics són successivament plegats pel desenvolupament dels encavalcaments inferiors i més joves. Els encavalcaments inferiors pugen en la sèrie i poden tallar els encavalcaments superiors i donar lloc a encavalcaments fora de seqüència com l'encavalcament de Ribes - Camprodon.

Amb anterioritat al desenvolupament dels encavalcaments es forma un clivatge per pressió-dissolució desenvolupat exclusivament en els materials de la cobertura i, en especial, en les roques carbonàtiques. En els materials detrítics de la cobertura es formen altres estructures d'escurçament. Es produeixen desenganxaments entre les capes detrítics i carbonàtiques del Garumnià i entre els terrenys del sòcol hercinià i de la cobertura. Aquests desenganxaments representen els inicis dels encavalcaments que a continuació pujaran en la sèrie i descriuran una trajectòria esgraonada de replans i rampes.

El desenvolupament dels sistemes d'encavalcaments (apilaments antiformalis de la vall del Freser i Rocabruna) ocasiona la formació de diverses mesoestructures de deformació localitzades principalment en les rampes de bloc superior blocades i en el bloc superior, en aquelles situacions on aquest se situa al peu d'una rampa de bloc inferior.

La seqüència d'estructures observades en el temps al nord del sinclinal de Ripoll (clivatge - encavalcaments - plects produïts per l'emplaçament de làmines encavalcants inferiors, etc) és manifesta també en l'espai, de nord (rera país) a sud (avantpaís). El clivatge és l'estructura més

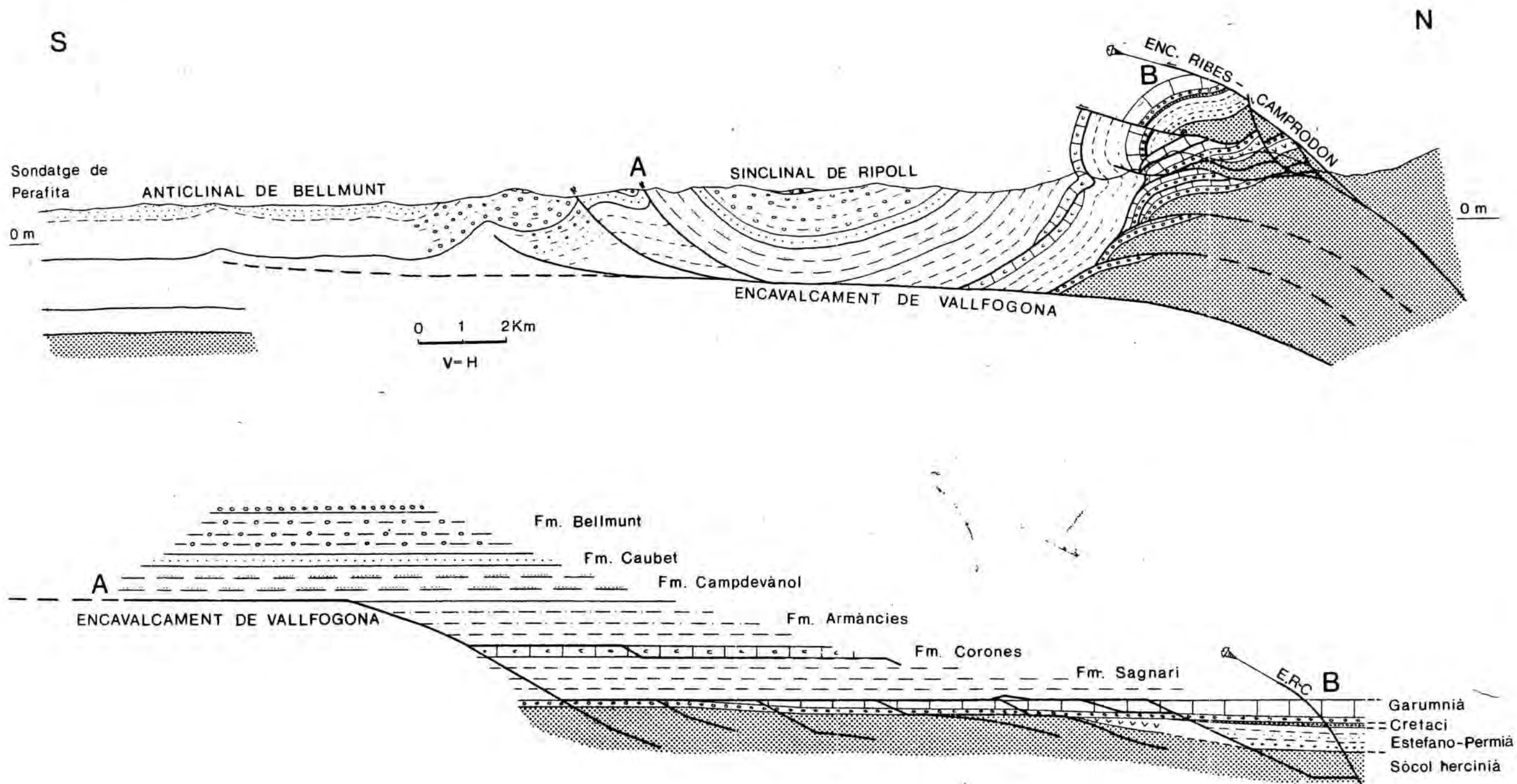


Figura 9.2. Tall compensat i restituït representatiu del segment sud-pirinenc estudiat. Aquest tall se situa 4 km a l'oest del meridià del riu Freser i pràcticament coincideix amb la meitat sud del tall esquemàtic de la fig. 9.4 i amb el tall de la fig. 6.6. El tall restituït A-B correspon a la part A-B del tall compensat. No s'ha restituït l'encavalcament de Vallfogona (vegeu text per a més explicació).

meridional observada i es forma en front dels encavalcaments a mesura que aquests progressen vers el sud.

L'estructura del segment sud-pirinenc estudiat s'esquematisa en un model senzill en el qual es diferencien, de sud a nord: un front de clivatge que afecta les capes horitzontals de l'avantpaís, un ventall imbricat caudal amb una superfície envolvent dels contorns dels encavalcaments amb cabussament cap al sud, un sinclinal situat entre l'encavalcament principal del ventall imbricat i una zona caracteritzada per l'existència d'apilaments anti-formals i dúplexs de cabussament cap a l'avantpaís amb la participació del sòcol i de la cobertora en les làmines encavalcants (fig. 9.3).

### Discussió

A partir de l'evolució estructural proposada es desprenen una sèrie de conclusions que aporten idees sobre l'estructura del Pirineu oriental i sobre la interpretació i el model estructural de la serralada pirinenca.

En el Pirineu oriental afloren les unitats estructurals inferiors de la serralada, com a conseqüència el sòcol hercinià ocupa una extensa àrea. L'estructura interna de les làmines encavalcants amb sòcol hercinià és principalment d'edat herciniana. El clivatge alpi és pràcticament inexistent en les roques del sòcol hercinià. En els massissos de gneiss i de granitoides tardihercinians, que representen gran part dels terrenys hercinians del Pirineu oriental, no s'observa cap clivatge alpi. L'únic clivatge alpi s'ha localitzat en una estreta feixa de materials cambro-ordovicians al llarg de l'encavalcament dels Banys d'Arles (fig. 9.4). Les milonites del vessant nord del massís del Canigó han estat descrites com d'edat herciniana (Carreras, et. al, 1980; Casas, 1984).

La posició en la zona axial de l'encavalcament de Serra Cavallera és incerta. En l'àrea entre les falles d'Oix - Marialles i d'Albanyà (fig. 9.4) es localitza

—S-N—

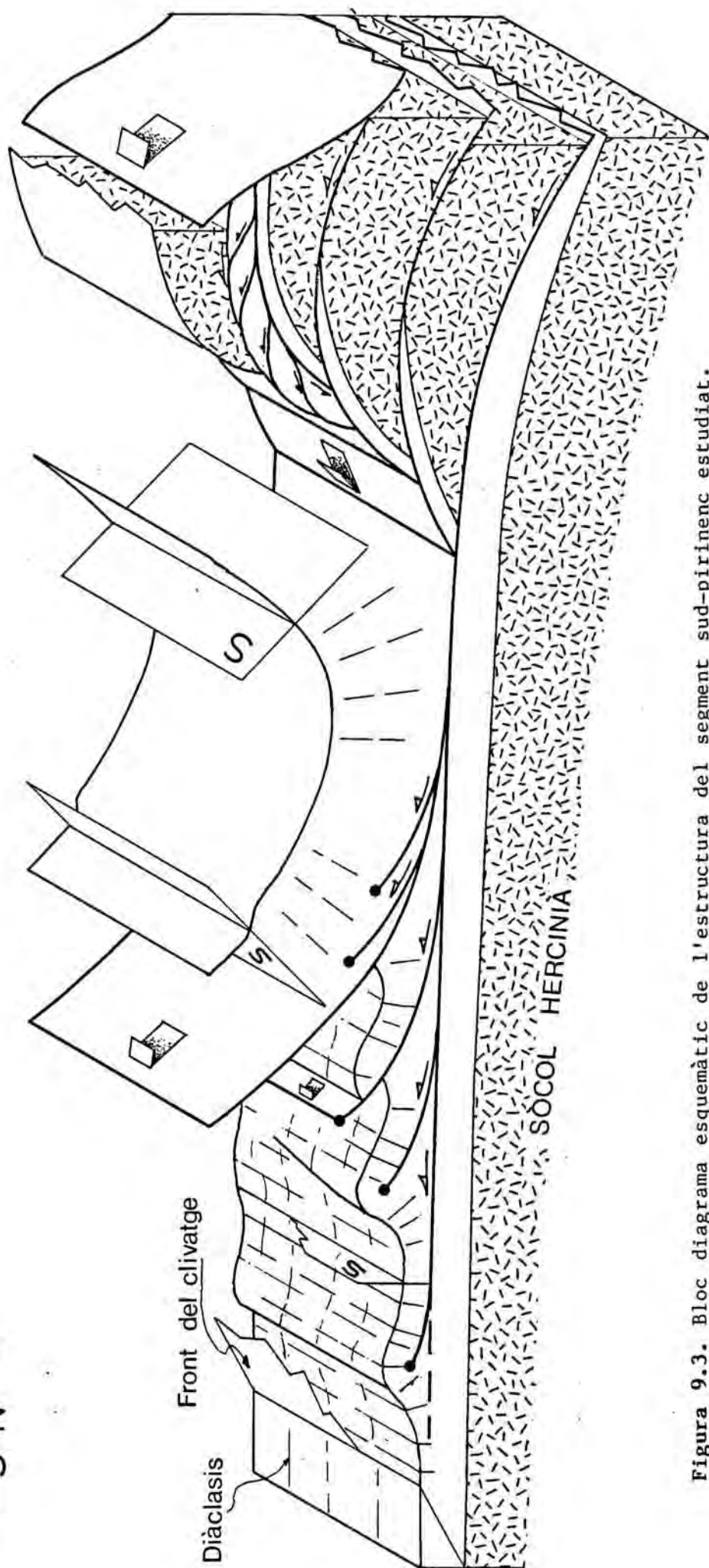


Figura 9.3. Bloc diagrama esquemàtic de l'estructura del segment sud-pirinenc estudiat.



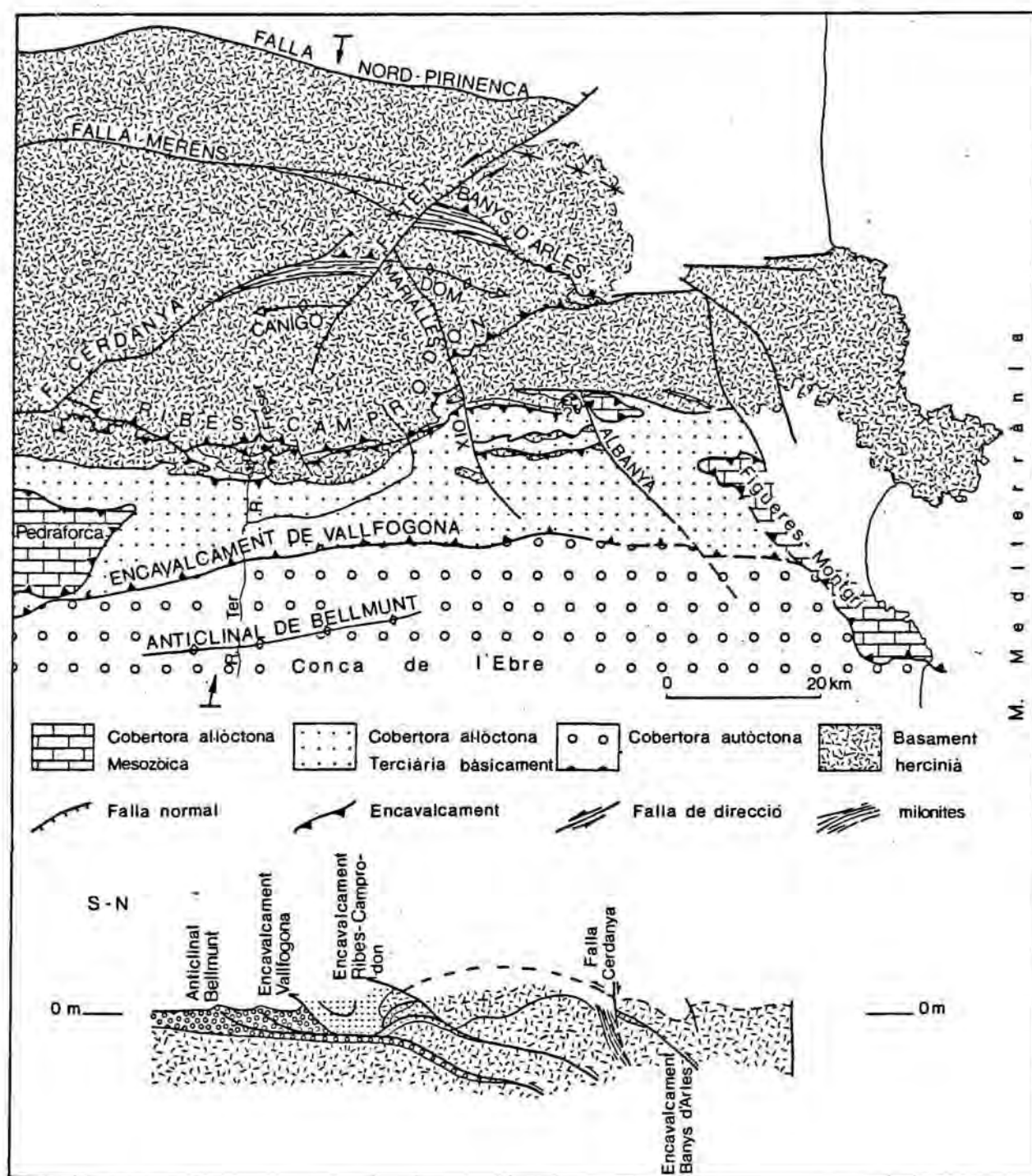


Figura 9.4. Esquema estructural i tall del Pirineu oriental a l'est del mantell del Pedraforca.



un sistema d'encavalcaments que podrien representar la continuació del de Serra Cavallera en els materials de la cobertora, amb un cabussament cap al sud. En aquesta transversal es pot considerar que l'encavalcament dels Banys d'Arles, amb un cabussament cap al nord, representa la continuació vers el rera país de l'encavalcament de Serra Cavallera.

També és desconeguda la continuació cap a l'oest de l'encavalcament dels Banys d'Arles. La falla de Merens, recentment tornada a considerar d'edat alpina (Mc Caig i Wickham, 1984), no pot ésser la continuació de l'encavalcament dels Banys d'Arles, donat que la falla de Cerdanya-Tet ha hagut de desplaçar vers el sud l'encavalcament dels Banys d'Arles. Aquesta falla ha sofert un moviment sinistre durant el Paleògen i normal durant el Neògen (Casas, 1984). Algunes estructures hercinianes (milonites del Canigó, eix del dom del massís del Canigó, etc) representen marcadors a ambdós costats de la falla de Cerdanya - Tet i mostren el seu sentit de desplaçament (fig. 9.4). Així doncs, es pot considerar que l'encavalcament dels Banys d'Arles és tallat per la falla de Cerdanya-Tet, i és responsable que aquell no aflori a l'oest d'aquesta falla.

A partir del tall de les valls del Freser-Ter (fig. 9.2) es pot concloure que els encavalcaments alpins afecten el sòcol hercinià, i donen lloc a un apilament de làmines encavalcants de materials hercinians. Segons això la zona axial no és una unitat parautoctona sinó que és constituïda per diverses làmines encavalcants de sòcol hercinià que formen un apilament antiformal. Els encavalcaments pugen estratigràficament en la sèrie vers el sud des dels terrenys del sòcol hercinià de la zona axial fins als materials eocens.

L'estructura observada i la manca d'un clivatge alpi àmpliament desenvolupat en el sòcol hercinià són congruents amb un model de tectònica pel·licular (thin-skinned tectonic model) i, en oposició, difícilment explicables segons tectònica vertical. Fins i tot considerant

que les milonites del Canigó atribuïdes a l'hercinià, fossin alpines, aquestes, no podrien representar una deformació dúctil alpina generalitzada en la zona axial, donat que només ocupen una estreta feixa. D'altra banda, en un model de tectònica vertical aquesta deformació fora necessària, per compensar l'escurçament horitzontal deduït en les làmines encavalcants sud-pirinenques.

De les principals estructures descrites en el Pirineu oriental, es desprèn que el Pirineu, a l'est del mantell del Pedraforca i fins a la mar Mediterrània, és comparable, en estructures i escurçament, a la resta de la serralada pirinenca.

Un tall en la transversal estudiada és comparable a un tall a la transversal de Gavarnie. Les unitats del Cadí i de Gavarnie, ambdues situades per sota de la unitat central sud-pirinenca, tenen característiques estratigràfiques equivalents (potent sèrie turbidítica eocena i absència de materials del Juràssic i Cretaci inferior) i en totes dues unitats, el sòcol hercinià és afectat pels encavalcaments alpins. L'encavalcament de Serra Cavallera correspondria a la part caudal de l'encavalcament de Gavarnie i el de Vallfogona a la part frontal. El Paleozoic inferior que aflora en la finestra tectònica de Gavarnie seria l'equivalent de les Làmines Encavalcants Inferiors que, en la zona estudiada, afloren en els apilaments antiformalment de la vall del Freser i de Rocabruna. Segons les idees exposades, la unitat del Cadí i la de Gavarnie representarien làmines encavalcants de la mateixa unitat estructural, en continuïtat per sota de la unitat central sud-pirinenca. La zona de les Nogueres podria ésser la connexió aflorant entre les làmines del Cadí i Gavarnie.

A partir de les noves dades aportades i d'acord amb un model de tectònica pel·licular fora necessària una nova subdivisió estructural de les làmines encavalcants pirinenques. S'ha de revisar el significat estructural i paleogeogràfic de les unitats estructurals del Pirineu, en especial el de la zona axial, el qual ha influït fortament en les interpretacions paleogeogràfiques i estructurals de la serralada pirinenca des del temps de Jacob.

D'acord amb un model de tectònica pel·licular, la zona axial és un conjunt de làmines encavalcants de sòcol hercinià: un apilament antiformal desenvolupat durant la tectònica d'encavalcaments paleògena i que ha determinat un engroiximent de l'escorça a sota d'ella. La zona axial no ha tingut cap significació paleogeogràfica especial durant els temps mesozoics.

PART V  
BIBLIOGRAFIA



## 10. BIBLIOGRAFIA

- ABRIL HURTADO, J. 1972. Estudio geológico del borde axial pirenaico entre Rocabruna y el Riutort (Gerona). Bol. Geol. y Min. 83, 457-496.
- ALVAREZ, W., ENGELDER, T. i LOWRIE, W. 1976. Formation and spaced cleavage folds in brittle limestone by dissolution. Geology 4, 698-701.
- ARGAND, E. 1922. La Tectonique de l'Asie. C.R. XIII Int. Geol. Congr. 171-327.
- ASHAUER, H. 1934. Die östliche Endigung der Pyrenäen. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.- phys. kl. 3 (10), 115pp.
- ASHAUER, M. 1943. La terminación oriental de los Pirineos. C.S.I.C. Publ. Alem. Geol. España. II, 201-236.
- AYORA, C. 1980. Les concentracions metal·liques de la vall de Ribes. Tesi Doctoral. Univ. Barcelona. 236 pp.
- BALLY, A.W., GORDY, P.L. i STEWART, G.A. 1966. Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. Bull. Can. Petroleum Geology. 14 (3), 337-381.
- BERGER, P. i JOHNSON, A.M. 1982. Folding of passive layers and forms of minor structures near terminations of blind thrust-faults- application to the central Appalachian blind thrust. Journal of Structural Geology. 4, 343-353.

- BERTRAND, L. 1907. Contribution à l'histoire stratigraphique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Serv. Carte géol. France. XVII (118), 183 pp.
- BOERSMA, K. 1973. Devonian and lower Carboniferous Conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. Leidse Geol. Meded. 49 (2), 303-377.
- BOYER, S.E. i ELLIOT, D. 1982. Thrust Systems. A.A.P.G. Bull. 66, 1196-1230.
- BRESSON, A. 1902. Études sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (Haute-Chaîne). Bull. Serv. Carte géol. France. XIV (93), 276 pp.
- BUSQUETS, P. 1981. Estratigrafia i Sedimentologia del Terciari pre-pirineenc entre els rius Llobregat i Freser-Ter. Tesi doctoral. Univ. Barcelona.
- BUTLER, R.W.H. 1982. The terminology of structures in thrust belts. Journal of Structural Geology. 4, 239-245.
- CARRERAS, J., JULIVERT, M. i SANTANACH, P. 1980. Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. Journal of Structural Geology. 2, 5-9.
- CARRERAS, J. i SANTANACH, P. 1983. El Hercínico de los Pirineos. Libro Jubilar J.M. Rios. Geologia de España. 1, 536-550. Madrid. I.G.M.E.
- CASAS, J.M. 1978. Estudi de les primeres fases de deformació hercíniques a la finestra tectònica de Balaig. Massís del Canigó. Tesi de Llicenciatura. Univ. Barcelona. 112 pp.
- CASAS, J.M. 1984. Estudi de la deformació en els gneiss del massís del Canigó. Tesi Doctoral. Univ. Barcelona. 284 pp.
- CASTERAS, M. 1933. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. Bull. Serv. Carte géol. France. 189 (37), 1-595.
- CAVET, P. 1957. Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre el Roussillon et l'Andorra. Bull. Serv. Carte géol. Fr. LV (254-55). Thèse, Toulouse.
- CAVET, P. 1958. Stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale pyrénéenne à l'Est de l'Ariège. Bull. Soc. géol. Fr. 8, 853-867.
- CHOUKROUNE, P. 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la deformation

dans une portion de chaîne a schistosité subverticale.  
Mém. soc. Géol. Fr. 55 (127), 116 pp.

- CHOUKROUNE, P. and Seguret, M. 1973. Tectonics of the Pyrenees, role of gravity and compression. En K.H. de Jong i R. Scholten (editors), Gravity and Tectonics, John Wiley, New York, 141-156.
- COWARD, M.P. 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. Journal of Structural Geology. 5, 113-123.
- COWARD, M.P. i KIM, J.H. 1981. Strain within thrust sheets. En McClay i Price (editors), Thrust and Nappe Tectonics. Spec. Publs. geol. Soc. London. 9, 275-292.
- DAHLSTROM C.D.A. 1969. Balanced Cross sections. Can J. Earth. Sci. 6, 743-757.
- DAHLSTROM, C.D.A. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. Can. Pet. Geol. 18, 332-406.
- DALLONI, M. 1930. Etude géologique des Pyrénées Catalanes. Annal. Fac. Sc. Marseille. XXVI, 373 pp.
- DEGALLIER, G. 1981. L'environnement volcano- sédimentaire et les minéralisations à Fe-Zn-Pb de l'Ordovicien terminal de Pierrefitte- Nestalas (Hautes Pyrénées, France). Sciences de la Terre. XXIV (3-4), 261-366.
- ELLIOT, D. i JOHNSON, M.R.W. 1980. Structural evolution in the northern part of the Moine Thrust Belt, NW Scotland. Royal Soc. Edinburgh Trans. Earth Sci. 71, 69-96.
- ESTÉVEZ, A. 1973. La vertiente meridional del Pirineo Catalán al N del curso medio del río Fluvià. Tesi Doctoral. Univ. de Granada. 514 pp.
- FISCHER, M.W. 1984. Thrust tectonics in the northern Pyrenees. J. Struct. Geol. 6(6), 721-726.
- FISCHER, M.W. i COWARD, M.P. 1982. Strain and folds in thrust sheets: an analysis of the Heilam Sheet, NW Scotland. Tectonophysics. 88, 291-312.
- FONTBOTE, J.M. 1949. Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. An. Inst. Est. Gerundenses. IV, 129-185.
- FONTBOTE, J.M. i GUITARD, G. 1958. Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orienta-

les entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. Bull. Soc. géol. Fr. 8, 883-890.

GALLART, J. 1982. Aportación de la geofísica al conocimiento geodinámico de los Pirineos. Revista de Geofísica. 3, 13-30.

GARRIDO MEJIAS, A. 1973. Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral. Univ. Granada. 375 p.

GICH, M. 1969. Las unidades litoestratigráficas del Eoceno prepirenaico del Ripolles oriental (prov. de Gerona y Barcelona). Acta Geol. Hisp. IV (1), 5-8.

GICH, M. 1972. Estudio geológico del Eoceno prepirenaico del Ripolles oriental. Tesis Doct. Univ. Barcelona. 477 pp.

GISBERT, J. 1980. Estudio geológico-petrológico del Estefaniense-Pérmico de la sierra del Cadi (Pirineo de Lérida). Diagénesis y sedimentología. Tesis Doct. Univ. Zaragoza. 314 pp.

GISBERT, J., GARCIA, S.A., GASCON, F., MARTÍ, S. i BROUTIN, J. 1983. El Estefaniense, Pérmico y Triásico del Pirineo Catalan oriental. Cartografía 1:25.000, sedimentología, Diagénesis y recursos d'interés económico. Informe intern. Servei Geològic de Catalunya. 118 p p.

GISBERT, J., MARTI, J. i VAQUER, R. 1984. El vulcanismo estefano-pérmico del Pirineo catalan. En: Resúmenes i guías de campo del Seminario del vulcanismo antiguo del Pirineo. Publicaciones de la Facultad de Geología. Univ. de Barcelona.

GUIARD, G. 1967. Phases de plissement dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou, durant l'orogénèse hercynienne. C.R. Acad. Sci. Paris. 265 (19), 1357-1360.

GUIARD, G. 1970. Le métamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées Orientales). Thèse. Mem. B.R.G.M. 63, 5-316.

GUIARD, G. i LAFFITTE, P. 1956. Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées Orientales. C.R. Acad. Sci. Paris. 242, 2749-2752.

HARTEVELT, J.A. 1970. Geology of the Upper Segre and Valira Valleys. Central Pyrenees, Andorra/Spain. Leidse



Geol. Meded. 45, 167-236.

HOSSACK, J. 1979. The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenic contraction: A review. J. Geol. Soc. London. 136, 705-711.

HOSSACK, J.R., DERAMOND, J. i GRAHAM, R.H. 1984. The geological structure and development of the Pyrenees. Colloque Chevauchement et deformation, Toulouse. Abstracts. 46-47.

JACOB, CH. 1930. Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. Livre Jubilaire - 1830-1930 - Centenaire de la Société géologique de France. II, 389-410.

KROM, F. 1968. Stratigraphie resumée de l'Eocène du versant sud des Pyrénées orientales de la zone prepyrénéenne (prov. de Gérone et Barcelone, Espagne). C.R.S. Soc. Geol. France. 7, 224-226.

LAUMONIER, B. i GUITARD, G. 1979. Contribution à l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées Orientales: le problème des plissements précoces dans le Paléozoïque inférieur épizonal (série de Jujols) a synclinal de Villefranche de Conflent. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. XX (2), 177-211.

LOGAN, B.W. i SEMENIUK, V. 1976. Dynamic metamorphism; processes and products in Devonian carbonate rocks, Canning Basin, Western Australia. Spec. Publs. geol. Soc. Aust. 6, 138 pp. Ed. B.D. Webby, Sydney.

LLAC, F. 1969. Etude tectonique de l'enveloppe paléozoïque à l'Est du Canigou, le massif des Aspres (Pyrénées Orientales). Bull. soc. géol. France. 7 (XI), 476-483.

LLAC, F. 1973. Tectoniques superposées dans le Paléozoïque inférieur du massif du Puigmal (Pyrénées Orientales). C.R. somm. S.G.F. 15, 89-90.

LLAC, F. 1979. Les nappes tardi-hercyniennes entre Cerdagne et Llobregat (versant sud des Pyrénées catalanes). Bull. Soc. Géol. France. 7, 467-473.

MARTÍ, J., MUÑOZ, S.A. i VAQUER, R. en premsa. Les roches volcaniques de l'Ordovicien supérieur de la région de Ribes de Freser - Rocabruna (Pyrénées Catalanes): caractères et signification. C.R. Acad. Sci. Paris.

MATTAUER, M. 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Rev. de Geogr. Phys. et Géol. Dyn. 10 (1), 3-12.



- MATTAUER, M., DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G. i VIDAL, L.C. 1967. Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: le "synclinal" paléozoïque du Villefranche de Conflent (Pyrénées Orientales). C.R. Acad. Sci. Paris. 265 (19), 1361-1364.
- MATTAUER, M. i HENRY, J. 1974. Pyrenees. In: A.M. Spencer (Editor), Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Data for Orogenic Studies. Scottish Academic Press. 3-21.
- MCCAIG, A.M. i WICKHAM, S.M. 1984. The tectonic evolution of the Pyrenees: a workshop. J. Geol. Soc. London. 141, 379-381.
- McCLAY, K.R. 1981. What is a thrust ? What is a nappe? En: Thrust and Nappe Tectonics (McClay, K.R. i Price, N.S., editors). Spec. Publs. Geol. Soc. London. 9, 41-54.
- MELLENDEZ, B. i CHAUVEL, J. 1981. Révision de quelques échinodermes (Cystoïdes, Crinoïdes), de l'Ordovicien supérieur des Pyrénées. Acta Geol. Hisp. 16 (3), 125-128.
- MENGEL, O. 1913. Sur la terminaison orientale du synclinal de Mérens - Villefranche et le Glaciare de Prades (Pyrénées-Orientales) C.R.Acad. Sci.Paris 157 (20), 955-957.
- MEY, P.H. 1968. Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees. Leidse. Geol. Med. 41, 229-292.
- MEY, P.H.W., NAGTEGAAL, P.J.C. i HARTEVELT, J.A. 1968. Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrenees. Leidse.Geol.M 41, 221-228.
- MISCH, P. 1934. Der Bau der Mittleren Südpirenen. Abh.Ges. Wiss. Göttingen, math.- phys. Kl 3(2), 1597-1764.
- MUÑOZ, J.A. 1982. Estructura geològica de la Serra Conivella (Ripollès). Tesi de Llicenciatura. Univ. de Barcelona. 235 pp.
- MUÑOZ, J.A. i SABAT, F. 1982. El Paleozoic prehercynià de la Serra Cavallera (Ripollès). Rev. Inst. Inv. Geol. 35, 43-59.
- MUÑOZ, J.A. i MARTÍ, J. 1984. El vulcanismo ordovícico de ribes de Freser y Rocabruna (Pirineo Oriental). En: Resúmenes y guías de campo del seminario sobre el vulcanismo antiguo del Pirineo. Publicacions de la Facultat de Geologia. Univ. de Barcelona.

- NORRIS, D.K. 1958. Structural conditions in Canadian Coal Mines. Bull. Geol. Surv. Canada, 44.
- OVTRACHT, A. 1960. Paleogeographie du massif primaire de Mouthoumet C.R. 21e Int. Geol. Cong. Copenhagen. 12, 56-64.
- PARISH, M. 1984. A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean geology. Journal of Structural Geology. 6, 247-255.
- PLESSMANN, W. 1964. Gesteinlösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozess. Geol. Mitt. Aachen. 4, 69-82.
- PUIGDEFABREGAS, C. 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Revista Pirineos, 104, 203 pp. Tesi Doctoral. Univ. Barcelona.
- PUIGDEFABREGAS, C. ; SOLER, M. 1980. Cardona permits. Informe intern. E.R.T.
- PUIGDEFABREGAS, C. i SOUQUET, P. en premsa. Cyclicity basin evolution and tectonic control in the Mesozoic and Caenozoic of the Pyrenees. Tectonophysics.
- RAMBERG, H. 1967. Gravity, Deformation and the Earth's Crust. Academic Press, New York.
- RIOS, L.M. 1983. La terminación - amortiguación occidental del manto del Cotiella y puesta al día de su marco geológico, Pirineos, provincia de Huesca. En: Libro homenaje a Carlos Felgueroso, 217-227 CGS. CIEPSA, Asoc. Nac. Ing. Minas.
- ROBERT, J.F. 1980. Etude géologique et métallogénique du val de Ribas sur le versant espagnol des Pyrénées Catalanes. Tesi Doctoral. Faculte des Sciences et des Techniques de l'Universite de Franche-Compte. 294 pp.
- ROBERT, J.F. i THIEBAUT, J. 1976. Découverte d'un volcanisme acide dans le Caradoc de la région de Ribes de Freser (Prov. de Gerone). C.R. Acad. Sci. Paris. 282, 2049-2050.
- SABAT, F. 1982. Estructura geològica de Serra Cavallera (Ripolles). Tesi de Llicenciatura. Univ. Barcelona 182 pp.
- SANDERSON, D.J. 1982. Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. Tectonophysics. 8 (3/4), 201-233.

- SANTANACH, P. 1972. Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. Acta. Geol. Hisp. VII (5), 129-132.
- SANTANACH, P. 1974. Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter. (Tesi Doctoral, 1972). Fund. Salvador Vives Casajuana, 133pp. Barcelona.
- SEGURET, M. 1970. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. Tesi Doctoral. Univ. Montpellier. 210 pp.
- SEGURET, M. 1972. Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Tesi Doctoral, 1970). Pub. USTELA, Série Geol. Struct. 2, 155 pp. Montpellier.
- SEGURET, M. i PROUST, F. 1968. Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité a l'ouest du Massif de l'Aston. C.R. Acad. Sc. Paris. 266, 371-420.
- SEGURET, M. i VERGELY, P. 1969. Sur le style en têtes plongeantes des structures pyréennes entre le Llobregat et le Ter (versant Sud des Pyrénées orientales). C.R. Acad. Sc. Paris. 268, 1702-1705.
- SEGURET, M., LABAUME, P. i MADARIAGA, R. 1984. Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the south Pyrenean basin (Spain). Marine Geology. 55, 117-131.
- SEGURET, M. i DAIGNIERES, M. en premsa. Coupes balancées d'échelle crustale des Pyrénées. C.R.Acad. Sci. Paris.
- SERRA, S. 1977. Styles of deformation in the ramp regions of overthrust faults. En: Rocky Mountain Thrust Belt, Geology and Resources. 487-498. Wyoming Geological Association Guidebook, Casper.
- SOLER, A. 1983. Estudi metal·logenètic del sector de Rocabrúna -La Menera (Pirineu oriental). Tesi de Llicenciatura. Univ. Barcelona. 118 pp.
- SOLE SUGRAÑES, L. 1978. Gravity and compressive nappes in the central sothern Pyrenees (Spain). Am. Jour. Science. 278, 609-637.
- SOUQUET, P., BILOTTE, M., CANEROT, J., DEBROAS, E.L., PEYBERNES, B. i REY, J. 1975. Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. C.R. Acad. Sci. Paris. 281, 609-612.

- SOUQUET, P., PYBERNES, B., BILOTTE, M. i DEBROAS, E.J. 1977. La chaîne alpine des Pyrénées. Geol. Alpine. 53, 193-216.
- SUPPE, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. Am. Jour. Sci. 283, 684-721.
- THOMPSON, R.I. 1981. The nature and significance of large "blind" thrusts within the northern Rocky Mountains of Canada. En: Thrust and Nappe Tectonics (McClay, K.R. i Price, N.J.). Spec. Publs. Geol. Soc. London. 9, 449-462.
- TROUW R.A.J. 1969. (Geologia entre els rius Freser i Ter). Informe intern. Geol. Min. Inst. Leiden (Dept. Struc. Geol.)
- VERGELY, P. 1970. Etude tectonique des structures pyrénéennes du versant Sud des Pyrénées orientales entre le Llobregat et le Ter (Provinces de Barcelone et Gerone, Espagne). Thèse 3eme cycle, 55 p. Montpellier.
- VIDAL, L.M. 1886. Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona. Bol. Com. Mapa Geol. España. XIII, 209-380.
- WILLIAMS, G.D. 1985. Thrust tectonics in the south central Pyrenees. Journal of Structural Geology. 7, 11-17.
- WILTSCHKO 1981. Thrust sheet deformation at a ramp: summary and extensions of an earlier model. En: Thrust and nappe tectonics (Mc Clay Price editors). Spc. Publ. Geol. Soc. London. 9, 55-63.
- ZWART, H.J. 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees. Geol. Rundschau. 50, 203-218.
- ZWART, H.J. 1979. The geology of the Central Pyrenees. Leidse Geol. Med. 50, 1-44.